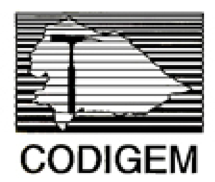


CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO-MINERO-METALÚRGICA



MINISTERIO DE ENERGÍA Y MINAS







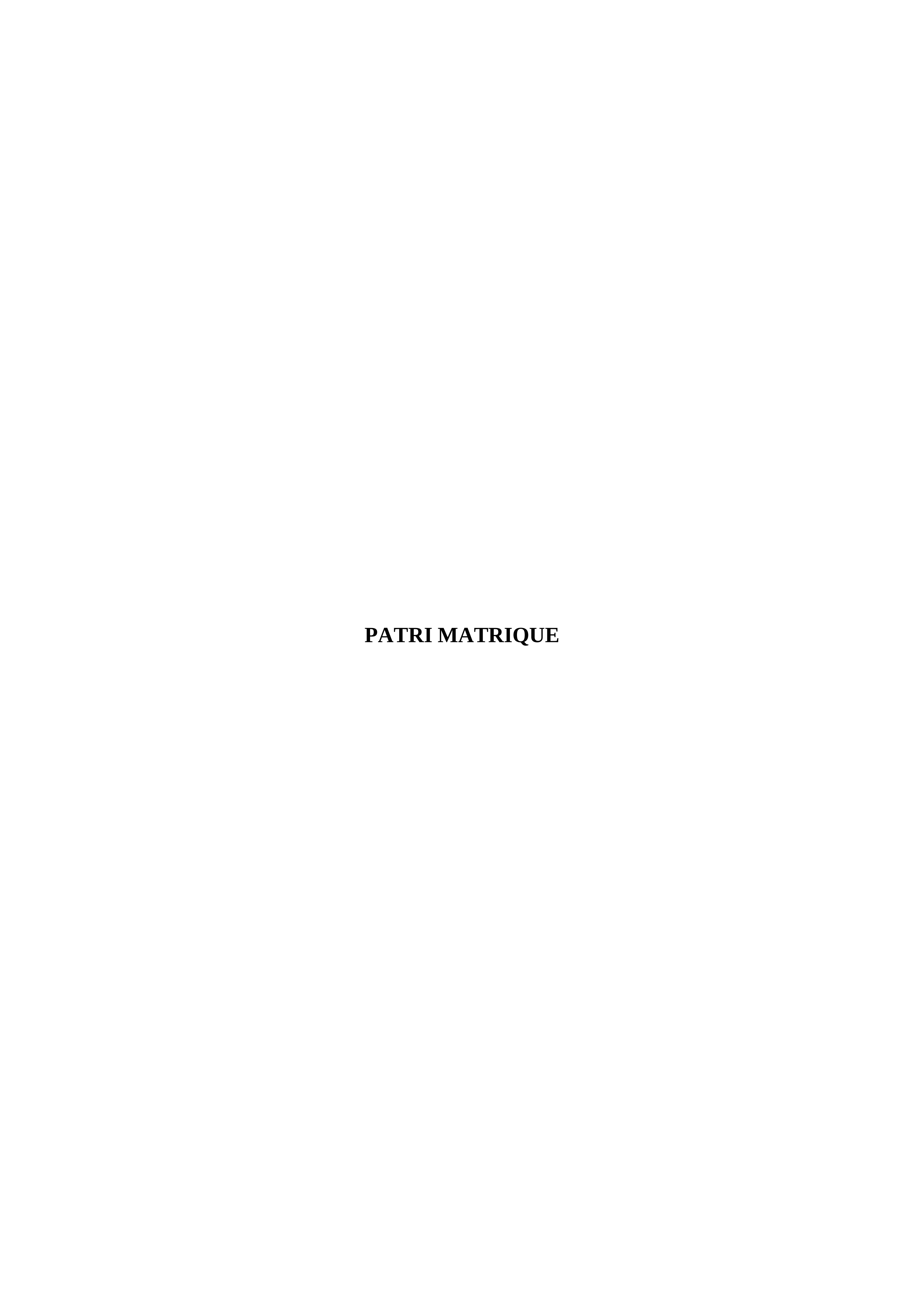
BRITISH GEOLOGICAL SURVEY

INFORME No. 4

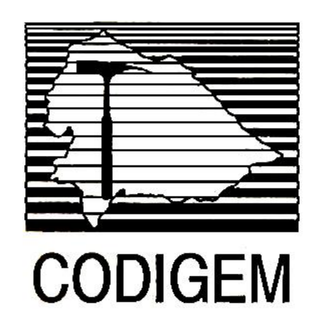
MAPA PARCIAL DE LA REPÚBLICA DEL ECUADOR

PROYECTO DE DESARROLLO MINERO Y CONTROL AMBIENTAL DEL BANCO MUNDIAL

PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA (CORDILLERA OCCIDENTAL)



PATRI MATRIQUE





PROYECTO DE DESARROLLO MINERO Y CONTROL AMBIENTAL

PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

Informe Número 4

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL ECUADOR

ENTRE 0°00' Y 1°00'S

Richard Hughes

Ramiro Bermúdez

CODIGEM-BRITISH GEOLOGICAL SURVEY

Quito-Ecuador

1997

Traducción al español por

Stalyn Paucar

2024

Referencia

Hughes, R., & Bermúdez, R. (1997). *Geología de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 0°00' y 1°00'S* (Stalyn Paucar, Ed. y Trad., 2024). Informe Número 4. Programa de Información y Cartografía Geológica. BGS-CODIGEM/MEM.

CONTENIDO

FIGURAS

TABLAS

LÁMINAS

ANEXOS

1. INTRODUCCIÓN

Este informe describe la litoestratigrafía, estructura y mineralización conocida de la Cordillera Occidental de los Andes ecuatorianos, entre 0°00' y 1°00'S, y sirve como complemento del mapa geológico a escala 1:200000 de esa área, que se publicará en 1999. El mapeo geológico de reconocimiento de este cuadrángulo, a escala 1:50000, se realizó como parte del subcomponente 3.3, el Programa de Información y Cartografía Geológica (PICG), del Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental (PRODEMINCA). Este proyecto multinacional está cofinanciado por el Banco Mundial y los Gobiernos de Ecuador, Suecia y el Reino Unido (anteriormente la *Overseas Development Administration*, ODA, ahora el *Department for International Development*, DFID). Uno de sus principales objetivos es atraer inversión privada al sector minero ecuatoriano, mediante la producción de una base de datos geológica y geoquímica completa para la Cordillera Occidental. Las investigaciones geológicas fueron realizadas conjuntamente por geólogos del *British Geological Survey* (BGS), la Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico-Minero-Metalúrgica (CODIGEM) y consultores nacionales de PRODEMINCA.

La información y las interpretaciones presentadas en este informe son el resultado de aproximadamente 180 días de trabajo de campo entre septiembre de 1995 y enero de 1996, y de mayo a noviembre de 1996. El equipo de mapeo estaba compuesto por el Dr. Richard Hughes (BGS), Ing. Ramiro Bermúdez (PRODEMINCA), Ing. Gavino Espinel (CODIGEM; hasta junio de 1996) e Ing. Jorge Roldán (CODIGEM; presente durante la salida de campo de septiembre de 1996). El acceso a gran parte del área, especialmente la mitad oriental, es relativamente bueno. A las áreas con limitado acceso, principalmente las partes oeste y centro-norte, se llegó a pie. Un tramo de 20 km del río Mulaute, en el norte, fue navegado durante tres días utilizando una balsa.

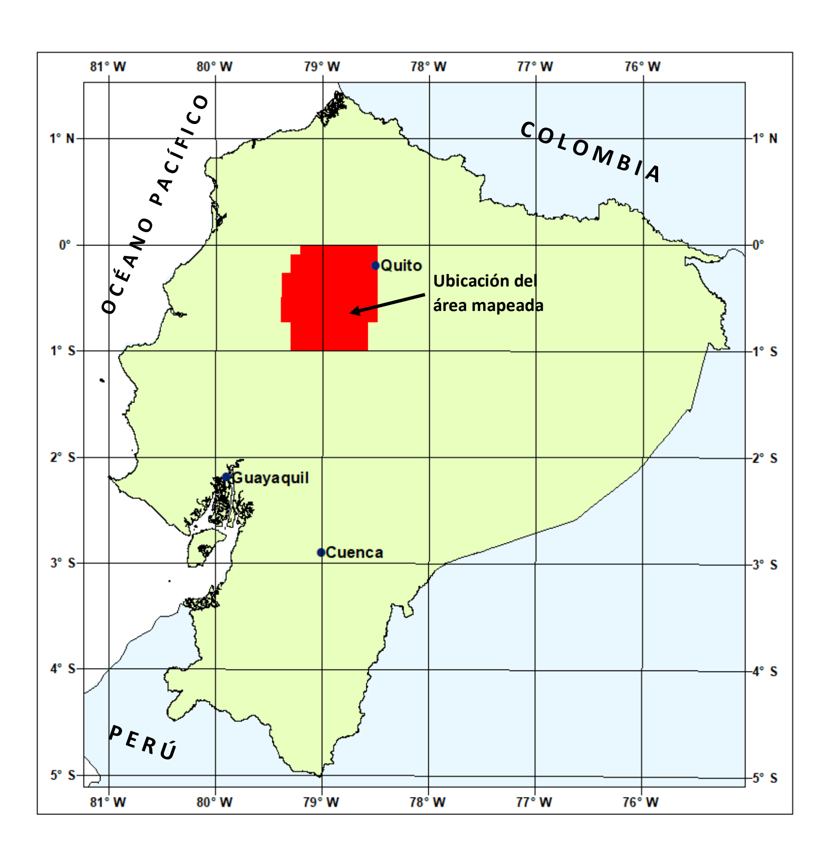


Figura 1. Ubicación del área de estudio

La ubicación del área dentro de Ecuador se muestra en la Figura 1. Su límite oriental aproximado es la estructura de falla regional generalmente oculta que separa las secuencias del Cretácico y el Terciario de la Cordillera Occidental de los potentes depósitos volcánicos cuaternarios del graben interandino. Su límite occidental es el quiebre de pendiente que marca el contacto entre las secuencias del Cretácico y el Terciario de la Cordillera Occidental y los depósitos cuaternarios de terrazas planas de la llanura costera. El terreno y el clima son notablemente variados. Las partes más bajas se encuentran en el oeste y están a una altitud de entre 200-250 m sobre el nivel del mar; estas áreas están intensamente cultivadas, siendo el banano, el cacao, el café, el caucho y la balsa los principales cultivos de exportación. Las laderas occidentales de la Cordillera ascienden muy empinadamente a altitudes de entre 2500-3500 m, y grandes partes del área se encuentran a estas altitudes. Estas laderas occidentales están generalmente cubiertas por bosques tropicales primarios, con muy pocos asentamientos, un acceso limitado y un clima muy húmedo y lluvioso. Gran parte del sureste del área se encuentra por encima de los 4000 m; estas zonas consisten en páramos fríos e inhóspitos poblados por comunidades indígenas. Las partes más altas del área son los centros volcánicos cuaternarios que bordean el margen oriental de la cordillera, parte de la famosa ‘avenida de los volcanes’ de Whymper (1892). De los seis centros volcánicos cuaternarios a lo largo del margen oriental del área, cinco superan los 4400 m, y el pico glaciado Illiniza Sur es el más alto con 5248 m.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO DEL ECUADOR

2.1 Configuración tectónica actual

Los Andes forman una cordillera continua de más de 7000 km a lo largo del margen activo del Pacífico de América del Sur, limitada al oeste por una fosa oceánica que se extiende desde Patagonia hasta Colombia. La cordillera andina en su conjunto puede dividirse convenientemente en tres segmentos: los Andes del Sur, los Andes Centrales y los Andes del Norte (Gansser, 1973; Sillitoe, 1974). La Cordillera Occidental del Ecuador forma parte del segmento de los Andes del Norte, caracterizado generalmente por la presencia de terrenos alóctonos, incluidos fragmentos ofiolíticos/oceánicos (Feininger y Bristow, 1980; McCourt et al., 1984; Megard y Lebrat, 1987) que se han acrecionado al margen de Sudamérica desde el Cretácico Medio (Egüez, 1986; Van Thournout, 1991). En términos generales, actualmente se está produciendo una subducción esencialmente ortogonal de la Placa de Nazca debajo de la Sudamérica continental en la porción ecuatoriana de este margen activo. En detalle, la joven corteza oceánica (<20 Ma) producida por el centro de expansión Nazca-Cocos en la Zona de Rift de Galápagos está siendo subducida en la fosa ecuatoriana a un ángulo de 25-35° (Rea y Malfait, 1974; Lonsdale, 1978).

2.2 Contexto geológico regional

Geográfica y geomorfológicamente, Ecuador se puede dividir en tres regiones principales que reflejan provincias geológicas fundamentalmente diferentes. La región andina o ‘Sierra’ separa la Cuenca Amazónica u ‘Oriente’, al este, de la llanura costera o ‘Costa’ al oeste. El Oriente es una cuenca sedimentaria mesozoica a cenozoica que incluye una secuencia carbonática de plataforma, sobrepuesta a un basamento cratónico más antiguo. Tanto el basamento como las secuencias de cobertura están intruidos por grandes batolitos granitoides, principalmente a lo largo de la compleja zona subandina de plegamiento y corrimiento que se encuentra a lo largo del límite entre el Oriente y la Sierra.

La Sierra comprende dos cadenas montañosas sub-paralelas separadas por un graben central. La Cordillera Real al este está dominada por cinturones lineales de rocas metamórficas, intruidas por granitoides del Mesozoico Temprano de tipo S e I, cubiertos a lo largo de gran parte de su longitud por volcánicos cenozoicos. La Cordillera Occidental al oeste del graben está dominada por rocas volcánicas y volcanoclásticas basálticas del Mesozoico Tardío a Cenozoico Temprano (que representan, al menos en parte, terrenos oceánicos acrecionados) y turbiditas clásticas, intruidas por granitoides del Terciario Medio a Tardío y sobreyacidas por secuencias volcánicas de margen continental del post-Eoceno, principalmente ácidas a intermedias y calco-alcalinas. El graben interandino es una estructura extensional limitada por fallas activas. Contiene secuencias volcanosedimentarias y volcánicas potentes y extensas del Terciario a recientes que probablemente se remontan al Oligoceno-Mioceno. La Costa comprende la región de baja altitud al oeste de los Andes y representa una cuenca de antearco del Cretácico Tardío a Cenozoico, o una serie de cuencas subyacidas por corteza oceánica básica expuesta en las colinas de las cordilleras costeras.

2.3 Resumen de trabajos geológicos anteriores en Ecuador

Wolf (1892) elaboró el primer mapa y una síntesis geológica y geográfica integral de Ecuador. Este trabajo se mantuvo como referencia estándar hasta el de Sauer (1957, 1965), que incluyó y complementó los trabajos anteriores de Tschopp (1948, 1953), basados principalmente en estudios extensos pero confidenciales de las cuencas sedimentarias de Ecuador para la industria petrolera. Se llevaron a cabo estudios sistemáticos adicionales de las cuencas sedimentarias por parte del Instituto Francés del Petróleo (por ejemplo, Faucher et al., 1968), lo que llevó a la publicación de un mapa geológico nacional a escala 1:1000000 en 1969 y a la primera síntesis geodinámica por Faucher y Savoyat (1973). Durante el período 1969-1980, se llevó a cabo un programa sistemático de mapeo por geólogos de la Dirección General de Geología y Minas (DGGM) y el *Institute of Geological Sciences* (IGS) (ahora el British Geological Survey), bajo un Proyecto de Cooperación Técnica bilateral entre los Gobiernos de Ecuador y el Reino Unido. Este trabajo resultó en la publicación de varios mapas geológicos regionales a escala 1:100000 y un nuevo mapa nacional a escala 1:1000000, acompañado de un boletín explicativo (Baldock y Longo, 1982; Baldock, 1982). Las publicaciones relacionadas sobre la geología y la estratigrafía de Ecuador incluyen las de Kennerley (1980), Bristow y Hoffstetter (1977), Bristow (1981) y Henderson (1979). Otros estudios regionales más especializados incluyen los de Sigal (1968), Goossens (1972), Goossens y Rose (1973), Feininger (1977, 1978) y DGGM (1980).

Un segundo proyecto de cooperación técnica BGS-DGGM/INEMIN/CODIGEM de 1986-1993 produjo informes detallados y mapas de la geología y el potencial mineral del basamento metamórfico de la Cordillera Real y el área de El Oro (Litherland et al., 1994; Aspden et al., 1995), un nuevo mapa geológico nacional a escala 1:1000000 y un mapa tectono-metalogénico acompañante (Litherland et al., 1993a, 1993b). Estos autores incorporaron datos de numerosas fuentes en su Mapa Geológico Nacional de Ecuador, incluidos tesis universitarias, informes de misiones internacionales a Ecuador (Misión Belga, Misión Francesa, Misión Japonesa) y estudios de instituciones gubernamentales como INEMIN/CODIGEM e INECEL.

2.4 Resumen de investigaciones anteriores en la Cordillera Occidental

Desde los estudios más tempranos de Wolf (1892) se ha reconocido que los principales tipos de rocas de la Cordillera Occidental y la Cordillera Costera son ‘rocas porfídicas y rocas verdes’. Tschopp (1948) fue el primero en establecer nombres estratigráficos formales para estas secuencias con la introducción del término ‘Formación Piñón’ para las secuencias volcánicas básicas de la Costa, mientras que retuvo el término descriptivo de Wolf para los volcánicos básicos de la Sierra. Sauer (1965) siguió a Tschopp al usar el nombre Formación Piñón para las rocas básicas de la Costa, y resucitó el término ‘Formación Cayo’ (cf. Olsson, 1942), para la secuencia volcanosedimentaria marina del Cretácico Tardío sobreyacente. Para las rocas básicas de la Cordillera, utilizó el término ‘Formación Diabásica-Porfirítica’. Sauer también usó el término ‘Formación Yunguilla’, introducido originalmente por Thalmann (1946) para una secuencia de turbiditas marinas de edad principalmente Maastrichtiana del área Quito-Nono-Nanegal de la Cordillera Occidental.

La cartografía sistemática realizada por geólogos del *Institut Français du Pétrole* a mediados de la década de 1960 condujo a las primeras correlaciones entre la Costa y la Cordillera Occidental. El nombre Formación Piñón se utilizó para el basamento oceánico cretácico que comprende diabasas y 'rocas verdes'. El nombre Formación Cayo se mantuvo para la secuencia volcanosedimentaria sobreyacente en la Costa, y se introdujo el término 'Cayo de la Sierra' para su equivalente cronoestratigráfico en la Cordillera. Se describieron dos Formaciones adicionales: la Formación Yunguilla, de edad Maastrichtiense a Paleoceno (confirmada por estudios micropaleontológicos en el área de Nono, al noroeste de Quito; Sigal, 1968), y una secuencia que le sobreyace en conformidad, compuesta por conglomerados volcanoclásticos, areniscas, greywackes y lutitas verde-púrpura de edad supuestamente Paleoceno, la 'Formación Cayo Rumi'. Mientras tanto, Goossens y Rose (1973) propusieron que tanto la Formación Piñón como la Formación Diabasa-Porfirítica fueran renombradas como Complejo Ígneo Básico y sugirieron una correlación con rocas similares de Costa Rica, Panamá y Colombia Occidental por razones petrográficas.

La evolución posterior de la estratigrafía de la Cordillera Occidental estuvo influenciada por el mapeo de los geólogos del IGS/DGGM, en particular por la interpretación tectono-estratigráfica de Henderson (1979), quien propuso que los volcánicos básicos de la Cordillera y la Costa eran diferentes tanto en edad como en origen. En los primeros mapas se usaron tanto 'Formación Piñón' y/o 'Complejo Ígneo' para las rocas de la Costa y, 'Formación Piñón' en la Sierra. Sin embargo, a partir de 1976, se introdujeron nuevos nombres tras una interpretación de los volcánicos oceánicos de la Cordillera Occidental como un arco insular, basada en una combinación de evidencias litológicas y geoquímicas. El nombre Piñón se conservó, pero se restringió a los volcánicos basálticos de piso oceánico de la Costa, mientras que se creó el nombre Formación Macuchi para las 'rocas verdes' de la Cordillera Occidental, que consisten principalmente en rocas basálticas a andesíticas, de las cuales un alto porcentaje había sido retrabajado.

La Macuchi, tal como fue definida por Henderson, se interpretó como predominantemente sedimentaria, compuesta por areniscas y limolitas volcanoclásticas turbidíticas, con menores cantidades de brechas, tobas y lava. Incluía esencialmente todas las 'rocas verdes' volcánicas y volcanoclásticas de la Cordillera Occidental. Los sedimentos cretácicos tardíos 'sobreyacentes', anteriormente denominados 'Cayo de la Sierra', también se consideraron parte de la Formación Macuchi y fueron renombrados como el 'Miembro Chontal'. Además, la Formación Cayo Rumi conglomerática en la carretera Alóag-Santo Domingo fue renombrada como la Formación Silante e interpretada como una secuencia que se superpone directamente a los volcanoclásticos de la Macuchi, pero que a su vez estaba 'superpuesta' por la Formación Yunguilla de edad Maastrichtiense a Paleoceno como se mencionó anteriormente. Con base en esta evidencia, la Formación Macuchi se interpretó como del Cretácico Tardío o más antigua. Sin embargo, más al sur, al este de Quevedo-La Maná, se reportaron fósiles del Eoceno Temprano de la Formación Macuchi, y los sills andesíticos dentro de la secuencia arrojaron edades K-Ar del Eoceno Medio. Además, se registraron fósiles del Eoceno en la secuencia de flysch 'tipo Yunguilla' sobreyacente. Por lo tanto, la Formación Macuchi y, por inferencia, la unidad de flysch superior fueron interpretadas por Henderson como fuertemente diacrónicas y se les atribuyó una edad del Cretácico (Tardío) a Eoceno a lo largo de la cordillera.

Casi simultáneamente con la reinterpretación de Henderson, Kehrer y Van der Kaaden (1979) subdividieron las rocas de 'Piñón de la Sierra' (o Macuchi) de la sección de la carretera Alóag-Santo Domingo en tres unidades. La Unidad Toachi se consideró equivalente a la Formación Piñón de la Costa; la Unidad Pilatón se equiparó con la 'Formación Cayo de la Sierra' (el Miembro Chontal de Henderson), y la tercera unidad fueron los distintivos, probablemente más jóvenes, Estratos Tandapi.

Esta nomenclatura fue resucitada por Egüez (1986), cuyo trabajo en la parte central de la Cordillera fue fundamental para entender y resolver en parte el dilema Macuchi-Yunguilla introducido por Henderson (1979, 1981). Egüez (1986) demostró la presencia de dos secuencias de turbiditas litológicamente similares, pero de edades diferentes, ambas previamente mapeadas como una sola unidad, la Formación Yunguilla. La secuencia de turbiditas fino-granular del área de Quito-Nono, la verdadera Formación Yunguilla, se conocía como del Cretácico Tardío al Paleoceno Temprano. En contraste, Egüez demostró que la secuencia de turbiditas arenosas que se superpone a la Caliza Unacota al este de Quevedo, la Formación Apagua, era del Eoceno Medio o más joven. El reconocimiento de dos secuencias discretas de turbiditas por parte de Egüez resolvió gran parte de la confusión anterior y eliminó la necesidad de formaciones diacrónicas.

Además, Egüez reinterpretó el contacto Silante-Yunguilla y revirtió las relaciones de edad relativas entre las dos unidades. Según Egüez, Silante se superpone y está en contacto aparentemente conformable con la Formación Yunguilla. La edad de Silante sigue siendo problemática y poco comprendida, pero claramente es post-Maastrichtiana ya que se superpone y contiene fósiles retrabajados de la Formación Yunguilla (Savoyat et al., 1970). Van Thournout (1991) prefirió una edad Paleocena para Silante debido a su posición sobre la Yunguilla y sus relaciones de contacto no comprobadas con la Formación Macuchi. Baldock y Longo (1982) representaron a Silante sobreponiéndose a Macuchi en contacto normal.

Egüez (1986) restringió el término Macuchi (*sensu stricto*) a una unidad volcánica-volcanosedimentaria de edad Eoceno Temprano a Medio, y también reconoció la presencia de basaltos de piso oceánico en la Cordillera Occidental. Sugirió el nombre Unidad Toachi para estos y los equiparó con la Formación Piñón de la Costa. Para los sedimentos silíceos asociados, el antiguo Cayo de la Sierra, propuso el nombre Unidad Pilatón (adoptado en este informe). En contraste, Santos y Ramírez (1986), aunque en gran medida de acuerdo con Egüez sobre la sucesión estratigráfica, propusieron una reintroducción de la antigua nomenclatura estratigráfica 'Piñón de la Sierra' y 'Cayo de la Sierra' para las secuencias de basamento.

Casi simultáneamente, Lebrat (1985), con base en estudios geoquímicos, demostró que la Formación Macuchi de Henderson estaba compuesta por tres tipos distintos de 'basaltos': basaltos toleíticos de arco insular, MORB oceánicos y basaltos calco-alcalinos de arco. Las rocas MORB fueron correlacionadas con la Formación Piñón de la Costa y los volcánicos calco-alcalinos se correlacionaron erróneamente con la Formación Celica Cretácica del sur de Ecuador (en realidad, son parte de los volcánicos oligocénicos Saraguro). Según el trabajo de Lebrat, los volcánicos de arco insular definen la Macuchi tipo de la Cordillera Occidental. De manera similar, Van Thournout et al. (1992) reconocieron la presencia de tres secuencias volcánicas principales en la parte noroeste de la cordillera: una secuencia de basaltos MORB del Cretácico Temprano y toleítas de arco sobreyacentes, una secuencia principalmente eocénica de basaltos de arco insular, toleíticos a calco-alcalinos, y una secuencia del Oligoceno (Medio a) Tardío de volcánicos calco-alcalinos de composición predominantemente andesítica-dacítica. La primera y segunda secuencias se correlacionan con las Formaciones 'Piñón/Toachi' y Macuchi respectivamente de Egüez (1986) y Lebrat (1985).

Finalmente, Litherland et al. (1993a) en el Mapa Nacional de Ecuador a escala 1:1000000, dividieron los volcánicos pre-oligocénicos de la Cordillera Occidental en una secuencia de arco insular del Paleoceno a Eoceno (la Unidad Macuchi) y una secuencia ofiolítica pre-Senoniana (MORB), para la cual usaron el nombre 'Piñón de la Sierra'.

Además de los volcánicos ensimáticos de las Formaciones Piñón y Macuchi, se reconocen al menos otros cuatro arcos volcánicos calco-alcalinos, de margen continental, en la cordillera: la Formación Celica del Cretácico Tardío del sur de Ecuador, una secuencia del Oligoceno al Mioceno más Temprano caracterizada por los depósitos piroclásticos andesíticos a riolíticos del Grupo Saraguro, los volcánicos y volcanoclásticos del Mioceno de los Volcánicos Pisayambo y sus equivalentes regionales, y las secuencias del Plio-Pleistoceno a Reciente que se extienden localmente en el graben intermontano, como las Formaciones Turi y Sicalpa (Baldock, 1982; Litherland et al., 1993a). Todas estas secuencias volcánicas están en general mal definidas y datadas, y en consecuencia pueden contener los productos volcánicos de más de una fase de actividad según el mapeo actual.

3. LITOESTRATIGRAFÍA

3.1 Resumen estratigráfico

Una estructura de falla regional con una historia de cizallamiento dextral, la Falla Toachi-Toacazo, divide dos secuencias diferentes dentro del área actual (ver Tabla 1). Se cree que esta estructura es un límite de terreno y se describe en detalle en la sección 5.1. Al suroeste de la Falla Toachi-Toacazo, las rocas consisten en volcánicos y volcanoclásticos turbidíticos basálticos a andesíticos basálticos de piso oceánico del Eoceno Temprano (y posiblemente del Paleoceno Tardío) de la Unidad Macuchi, cubiertos por una secuencia clástica marina de edad Paleoceno a Eoceno, el Grupo Angamarca. Están intruidos por plutones granitoides de tipo I del Oligoceno al Mioceno y en parte cubiertos por secuencias volcánicas y volcanoclásticas ácidas a intermedias calco-alcalinas del Oligoceno, Mioceno y Plioceno, a su vez cubiertas por estratovolcanes Cuaternarios. Al noreste de la Falla Toachi-Toacazo se encuentran secuencias de turbiditas volcanoclásticas marinas de edad probable Senoniense a Maastrichtiense, y una secuencia continental potente de edad post-Maastrichtiense.

Tabla 1. Relaciones estratigráficas de las principales unidades sedimentarias en torno a la Falla Toachi-Toacazo

NE de la falla Toachi-Toacazo		**SW de la falla Toachi-Toacazo**	
	Unidad Silante		Grupo Zumbagua
No-secuencia?		Inconformidad	
	Unidad Yunguilla		
Falla			Grupo Angamarca
	Unidad Pilatón	Falla	
Falla			
	Unidad Mulaute		Unidad Macuchi

La edad, distribución, facies, ambientes de deposición y otras características destacadas de estas y otras unidades litoestratigráficas no sedimentarias se explican a continuación. Las unidades se describen en un orden estratigráfico aproximadamente ascendente.

3.2 Unidad Pujilí (K?$_{Pj}$)

3.2.1 Distribución

La Unidad Pujilí ('ofiolita de Pujilí' de Litherland et al., 1994) es una mélange tectónica que contiene una población de clastos altamente variada. Está presente solo en el extremo sureste del área, entre Pujilí y Saquisilí, donde aflora a lo largo de tramos de carretera y en varias quebradas que drenan hacia el este desde la cuenca de la Cordillera Occidental hasta el graben interandino. Las mejores exposiciones se encuentran en Quebrada Maca Grande [754-9803], Quebrada Pusuchisi [755-9807], y Quebrada Picisi [755-9898]; en esta última hay afloramientos espectaculares, casi continuos, a lo largo de una distancia de al menos 1 km. Los patrones de afloramiento sugieren que la Unidad Pujilí está presente en dos áreas limitadas por fallas, separadas por una franja de la Unidad Saquisilí (ver sección 3.10).

La presencia de la mélange en la superficie en el área de Pujilí está probablemente relacionada con la existencia de fallas regionales (activas) en esta zona (ver sección 5.1), y es posible que se encuentre por debajo de otras partes de la cordillera a lo largo de su margen con el graben interandino. Los clastos metamórficos que contienen cordierita reportados por Bruet (1987) como xenolitos dentro de rocas extrusivas del volcán Pichincha pueden reflejar la presencia de la mélange a profundidad bajo el Pichincha.

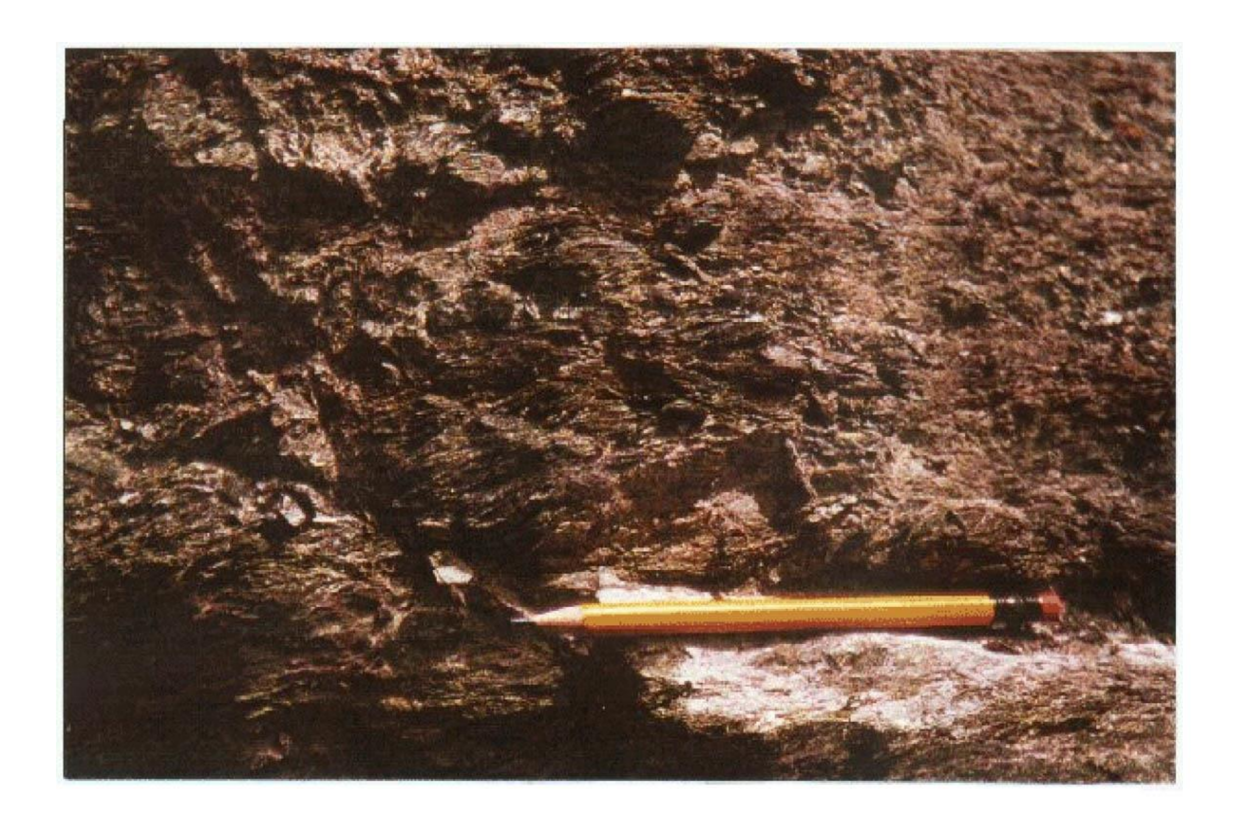


Lámina 1a. Estructuras S-C que muestran movimiento dextral en filitas; ver especialmente el área justo arriba de la punta del lápiz. Unidad Pujilí, Quebrada Pusuchisi [7550-98072]

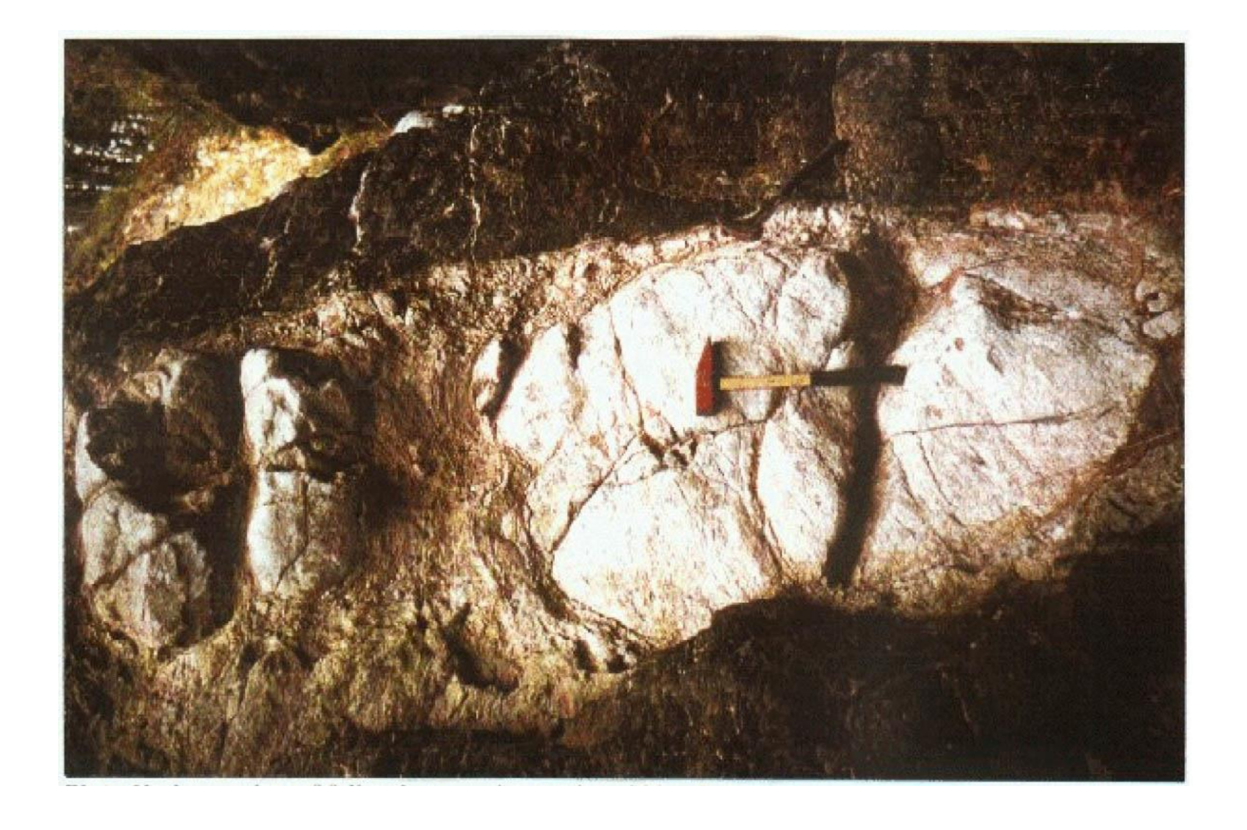


Lámina 1b. Gran clasto de granito foliado con moscovita en una matriz ultrabásica. Unidad Pujilí, Quebrada Picisi [7556-98986]

3.2.2 Edad

Las edades de (los) evento(s) de deformación dentro de la mélange y de los clastos dentro de la unidad son desconocidas, pero se sugiere una edad Maastrichtiense para la deformación a partir de consideraciones regionales (ver sección 8). Muestras de una lodolita silícea roja (que se asemeja a un lodo de radiolarios) y una lodolita de color crema, bioturbada (ver abajo) fueron analizadas en busca de microfósiles, pero resultaron ser estériles.

3.2.3 Litologías

La Unidad Pujilí es una mélange tectónica totalmente caótica y altamente deformada, con abundante evidencia de alta deformación en forma de estructuras de clivaje penetrativo y crenulaciones en la matriz. La evidencia de deformación dúctil se puede observar en Quebrada Picisi [7556-98986] y Quebrada Pusuchisi [7550-98072] (Lámina 1a), donde las estructuras S-C indican un movimiento dextral hacia aproximadamente 065°.

Los tipos de clastos incluyen material ultrabásico serpentinizado foliado que contiene cromita y magnesita, granitoides foliados ricos en moscovita (similares a los granitos Triásicos (?) de Tres Lagunas en la Cordillera Real; Ing. Pablo Duque, comunicación personal), anfibolitas con estructuras L-tectonitas (similares a la Unidad Piedras Triásica (?) del complejo El Oro; Ing. Pablo Duque, comunicación personal), filitas, posibles lavas basálticas almohadilladas, limolitas/lodolitas rojas altamente silíceas, y lodolitas de color crema intensamente bioturbadas. Muchos de estos tipos de roca no se conocen en otras partes de la Cordillera Occidental, y las lodolitas bioturbadas de color crema no se conocen en otras partes de la región andina del Ecuador (J. Aspden, T. Feininger, comunicaciones personales).

Los clastos tienen un tamaño de hasta varios metros y están distribuidos de manera caótica en toda la unidad, pero algunos tipos de clastos son más abundantes en ciertas áreas que en otras. Por ejemplo, la limolita/lodolita roja altamente silícea es el tipo de clasto más común en Quebrada Pusuchisi, pero no está presente en Quebrada Picisi. Una posible secuencia de lava en almohadilla, que se cree que es parte de la mélange, está presente a lo largo de un tramo de carretera entre Milipungo [7529-98042] y Comuna Tamborurcu [7538-98055], pero la meteorización esferoidal de la secuencia hace que su interpretación sea difícil. En la Quebrada Picisi, un clasto de material ultrabásico de varios metros de ancho contiene grandes (>2 m de tamaño) ‘xenolitos’ de granitoide foliado del tipo ‘Tres Lagunas’ (Lámina 1b).

3.2.4 Interpretación

Las diversas litologías presentes dentro de la unidad – lavas en almohadilla, limolitas rojas silíceas, rocas ultrabásicas – representan colectivamente un conjunto oceánico, pero también están presentes granitoides foliados y ultrabásicos de afinidades no oceánicas. Es difícil imaginar la formación de este ensamble por algo que no sean procesos tectónicos. La mélange puede representar parte de un complejo acrecional tectónico desarrollado en una zona de convergencia (antearco) en el momento de la acreción del ‘terreno’ oceánico Pallatanga (=Piñón) a la placa continental sudamericana, en algún momento durante el Cretácico tardío (ver sección 3.4).

3.3 Peridotitas de San Juan (K?$_{Sj}$)

Esta secuencia de rocas básicas y ultrabásicas es bien conocida en la literatura y ha sido descrita como el 'ensamble ofiolítico de San Juan' por Juteau et al. (1977), como parte de la Unidad Macuchi por Henderson (1979), como una franja tectónica relacionada con la Unidad Macuchi por Cerezo et al. (1979), como una suite ofiolítica sobrecorrida a lo largo de una falla de basamento principal por Lebrat et al. (1985), como el complejo 'básico y ultrabásico de San Juan' de afinidad MORB por Egüez (1986), como una ofiolita desmembrada dentro de la Macuchi por Lebrat et al. (1987), y como el 'Complejo Ultramáfico de Saloya' de afinidad ofiolítica por Van Thournout (1991). La edad de la unidad es desconocida, pero la mayoría de los autores mencionados sugieren un origen Cretácico.

Las Peridotitas de San Juan están en contacto fallado al este con sedimentos maastrichtienses de la Unidad Yunguilla. Al oeste, se encuentran en probable contacto fallado con intrusivos y sedimentos basálticos de afinidad MORB de la Unidad Pallatanga. Egüez (1986) afirmó que las rocas de la Unidad Pallatanga en San Juan son geoquímicamente similares a la Unidad San Agustín de afinidad MORB, expuesta a unos 16 km al sur-sureste de San Juan a lo largo de la carretera Alóag-Santo Domingo.

Las mejores exposiciones de las Peridotitas de San Juan se encuentran a lo largo del tramo de carretera Quito-Chiriboga en San Juan entre [7610-99675] y [7587-99683]. Cerezo et al. (1979) y Van Thournout (1991) realizaron estudios petrográficos detallados a lo largo del tramo de carretera, y se recomienda consultar estos artículos para obtener más información. Las rocas ultramáficas, incluyendo peridotitas serpentinizadas, están presentes en el extremo occidental del tramo [7587-99683], con doleritas, anortositas y gabros (estos últimos contienen ultramáficos con posibles texturas cumuláticas) en el extremo oriental [7610-99675]. Tipos de rocas similares están expuestos en el cercano Río Saloya.

El ensamble ultramáfico-máfico de las Peridotitas de San Juan representa claramente una secuencia de manto. Aunque la naturaleza exacta del contacto entre las Peridotitas de San Juan y la Unidad Pallatanga inmediatamente al oeste es desconocida, las afinidades MORB de las rocas basálticas de la Unidad Pallatanga en el área de San Juan (Egüez, 1986; Van Thournout, 1991) refutan su asociación con la Unidad Macuchi, que se sabe que es de tipo no MORB (ver sección 3.9.6). Por lo tanto, la interpretación de las Peridotitas de San Juan y la Unidad Pallatanga como fragmentos de una ofiolita desmembrada (Lebrat et al., 1987) parece ser la más probable.

3.4 Unidad Pallatanga (K$_{Pa}$)

Las rocas de la Unidad Pallatanga están presentes en cuatro partes del área, cada una en franjas delimitadas por fallas en el lado oriental de la cordillera. Los afloramientos se encuentran a lo largo de la carretera Alóag-Santo Domingo, a lo largo de la carretera Quito-Chiriboga, a lo largo de la carretera Calacalí-Nanegalito y en Guayrapungu. La edad de la Unidad Pallatanga no está comprobada, pero se cree que la secuencia fue acrecionada en el Cretácico Tardío y, por lo tanto, se interpreta como de edad Cretácico Tardío. Todos los datos geoquímicos disponibles sugieren que la unidad tiene afinidad MORB y, por lo tanto, representa fragmentos de corteza oceánica ahora exhumada a lo largo del importante sistema de fallas orientado de norte a sur que marca el límite oriental de la Cordillera Occidental.

La Unidad Pallatanga aflora a lo largo de la carretera Alóag-Santo Domingo [7618-99506] a unos 7 km al oeste-noroeste de Alóag. Este único afloramiento fue denominado Unidad San Agustín por Egüez (1986) y se dijo que era de tipo MORB. Consiste en un único afloramiento de doleritas y basalto masivos, intensamente fracturados, no vesiculares, que forma un intrusivo dentro de las lavas andesíticas modernas del Cerro Corazón. Los almohadilladas están ausentes, y no se sabe si las rocas son intrusivas o extrusivas. Los contactos regionales de la Unidad Pallatanga con la Unidad Silante al oeste y (probablemente) con la Unidad Yunguilla al este no están expuestos, pero se infiere que están delimitados por fallas.

A unos 16 km al norte-noroeste de la carretera Alóag-Santo Domingo, la Unidad Pallatanga aflora a lo largo de la carretera Quito-Chiriboga, en el área de Finca Salvador [7575-99690]. El contacto oriental, probablemente fallado, de la Unidad Pallatanga es aquí con las rocas ultramáficas de las Peridotitas de San Juan. La Unidad Pallatanga está pobremente expuesta aquí, pero consiste en lavas? basálticas de grano fino, fuertemente vesiculares, ricas en feldespato y piroxeno, con areniscas volcanoclásticas relacionadas que contienen clastos de basalto vesicular. Las rocas de la Unidad Pallatanga de esta sección fueron descritas por Egüez (1986) y por Van Thournout (1991) como geoquímicamente similares a los basaltos MORB de la Unidad San Agustín, expuestos a lo largo de la carretera Alóag-Santo Domingo (ver arriba).

Una franja, delimitada por fallas, de rocas de la Unidad Pallatanga está presente dentro de la Unidad Yunguilla en el extremo noreste del área. Los mejores afloramientos se encuentran a unos 2 km al norte de 0°00’, a lo largo de la carretera Calacalí-Nanegalito en [7705-00010], donde se presenta una secuencia de hasta 500 m de basalto almohadillado de grano fino, vesicular y posiblemente portador de olivino. A 3.5 km al sur del tramo de carretera en Cerro Pucará [7703-99977] se encuentran afloramientos de hialoclastitas basálticas y brechas/conglomerados matriz soportados que contienen clastos de basalto vesicular, interpretados como parte de la misma secuencia de lavas almohadilladas y sedimentos relacionados. No hay datos geoquímicos de esta área.

Rocas ígneas básicas, muy meteorizadas y cizalladas, están expuestas como un inlier dentro del Grupo Zumbagua en las cercanías del pueblo de Guayrapungu [742-9902], a unos 2 km al norte de la carretera Zumbagua-Pujilí. Estas rocas se interpretan como pertenecientes a la Unidad Pallatanga, desplazadas a lo largo de una falla regional orientada de norte a sur.

3.5 Unidad Pilatón (K_{Pl})

3.5.1 Distribución

Anteriormente conocida como la ‘Formación Cayo de la Sierra’ (Servicio Nacional de Geología y Minería, 1969), se denomina aquí Unidad Pilatón siguiendo a Egüez (1986) y Van Thournout (1991). En el área actual, se encuentra únicamente en el lado noreste de la Falla Toachi-Toacazo. Su contacto oriental con la Unidad Silante es una falla, y su contacto occidental, también probablemente fallado, es con la Unidad Mulaute. Localmente, a lo largo de la carretera Santo Domingo, su contacto occidental es probablemente con la intrusión de diorita cuarzosa La Esperie. Ninguno de estos contactos estaba expuesto en el momento de esta investigación, aunque Egüez (1986) sugirió que el contacto occidental (con la supuesta subyacente Unidad Toachi, volcanosedimentaria del Cretácico, ver Egüez, op. cit.) es concordante. Van Thournout (1991) mencionó una ‘transición conformable y gradual’ con la Unidad Toachi, pero no proporcionó detalles de la ubicación.

Los mejores afloramientos de la Unidad Pilatón se encuentran a lo largo de la carretera Alóag-Santo Domingo, donde puede haber una potencia de hasta 4000 m. Otros afloramientos se encuentran a lo largo de la antigua carretera Quito-Santo Domingo al oeste de Chiriboga y en los valles de los ríos Cinto y Saloya al oeste de Mindo. Litologías típicas de la unidad han sido identificadas en rodados en Estero La Sucia al sureste de San Miguel de los Bancos, y en el río Cocaniguas entre San Miguel de los Bancos y Puerto Nuevo.

3.5.2 Edad

Una edad senoniana (Cretácico Tardío) para la Unidad Pilatón está indicada por los foraminíferos *Globotruncana* sp., *Guembelina* sp. y *Globigerina* sp. (Sigal, 1968) y por el amonites *Inoceramus peruanus* (Faucher y Savoyat, 1973 - todos los especímenes recogidos del tramo de carretera Alóag-Santo Domingo; ver Bristow y Hoffstetter, 1977, para más detalles). Esta evidencia llevó a la correlación de la secuencia de la Sierra con la Formación Cayo de la Costa y a la acuñación del término 'Cayo de la Sierra'. Sin embargo, a pesar de su aparente contemporaneidad, el uso del término 'Cayo' para las dos secuencias es una simplificación excesiva de una situación compleja, y el término 'Unidad Pilatón' se prefiere aquí.

3.5.3 Facies

La secuencia observada durante el presente estudio es completamente sedimentaria, aunque Van Thournout (1991) informó la presencia de 'intercalaciones de lavas basálticas en almohadilla', otra vez lamentablemente de localidades no especificadas. La secuencia a lo largo de la carretera Alóag-Santo Domingo (entre [7438-99567] y [7389-99617]) consiste en areniscas turbidíticas de grano medio a grueso, comúnmente de color verde pálido, con estratos delgados a gruesos, y algunos estratos de brechas muy gruesos, en secuencias Bouma $T_{abcd(e)}$. Las estructuras de gradación, carga, marcas de corriente y las secuencias cíclicas Bouma indican una dirección de rejuvenecimiento consistente hacia el sureste a lo largo del tramo de carretera, con algunos pliegues menores observados, por ejemplo, en [7395-99618]. Los mejores y más frescos afloramientos están en un corte de carretera recientemente volado en [7412-99599]. Algunas unidades aquí tienen hasta 3 m de espesor y pueden ser flujos de turbiditas amalgamadas. Las unidades $T_{c\&d}$ están comúnmente intensamente bioturbadas (moteado tipo *Chondrites*). Las rocas son generalmente areniscas cristalinas-líticas bien clasificadas, pero también se presentan areniscas y brechas de grano grueso y mal clasificadas. La plagioclasa es abundante, el cuarzo es común, y el piroxeno está presente, pero es poco común. Los anfíboles y otros minerales máficos no se han observado. Los clastos líticos son comunes y casi exclusivamente de material ígneo básico a intermedio de grano fino (secciones delgadas RH-136, RH-137, RH-138a-f). Los litoclastos basálticos a andesíticos altamente vesiculares (con rellenos de clorita) son extremadamente comunes y constituyen hasta el 30% de algunas rocas (por ejemplo, sección delgada RH-138c). Los litoclastos sedimentarios de arenisca cuarzosa de grano fino están presentes, pero son raros. La secuencia está silicificada y cloritizada secundariamente en toda su extensión, con algo de epidotización; el origen de estas características es desconocido, pero el metamorfismo de bajo grado en el piso oceánico es una causa posible.

Al norte de la carretera Alóag-Santo Domingo, la Unidad Pilatón aflora a lo largo de la vía Quito-Chiriboga entre Hacienda Las Palmeras [7451-99727] y El Tránsito [7385-99669]. Estos afloramientos son generalmente pequeños e intensamente meteorizados; los mejores se encuentran en las cercanías de El Carmen [742-9971], donde están presentes limolitas y areniscas finogranulares, de color gris-verde y estratos delgados a medios. Mejores afloramientos se encuentran en el margen derecho del río Saloya [7428-99978] y del río Cinto [7433-99965], donde se presentan secuencias de brechas matriz-soportadas de color verde pálido, silicificadas y cloritizadas, y areniscas de grano grueso, mal clasificadas. Las brechas contienen clastos abundantes de material andesítico altamente vesicular y posibles cherts negros. Las areniscas son muy similares a las descritas anteriormente en el tramo de carretera Alóag-Santo Domingo; tienen una composición cristalina-lítica, con plagioclasa, cuarzo y abundante piroxeno, y clastos líticos de material andesítico vesicular (RH-323, RH-324b).

3.5.4 Ambiente de deposición y origen

Las facies turbidíticas de la Unidad Pilatón son típicas de una posición proximal a intermedia en un abanico turbidítico submarino. La composición general de las areniscas indica una fuente volcánica básica a intermedia. La abundancia de material litoclástico altamente vesicular de composición basáltica/andesítica es indicativa de una fuente volcánica efusiva básica a intermedia. La ausencia de tobas primarias, lapilli de acreción y otros indicadores de volcanismo explosivo subaéreo dentro de la secuencia, junto con la presencia de fósiles marinos, sugieren que la fuente volcánica era submarina. Además, dado que se requiere una considerable topografía submarina para facilitar el desarrollo de extensos abanicos turbidíticos submarinos, es probable que la fuente del material fuera un sistema de arco volcánico insular en lugar de un centro de expansión de cuenca marginal.

3.6 Unidad Mulaute ($K?_{Ml}$) (ver también sección 5.2)

3.6.1 Distribución

La Unidad Mulaute está presente solo en el noroeste del área, en el lado noreste de la falla Toachi-Toacazo. Generalmente está muy poco expuesta, ya que está oculta bajo extensos depósitos de terrazas cuaternarias. Los mejores afloramientos se encuentran en el valle del río Mulaute (de donde toma su nombre la secuencia) entre la Cooperativa Mar de La Tranquilidad [733-9977] y el puente colgante en Diez de Agosto [724-9985]. Otros afloramientos se encuentran en el valle de los ríos Macas [726-9992] y Cocaniguas [729-9988], así como a lo largo de la carretera Alóag-Santo Domingo y en la sección adyacente del río Pilatón entre San Antonio [737-9963] y Loma La Palma [731-9964]. Algunos afloramientos muy profundamente meteorizados se encuentran a lo largo de la antigua carretera Chiriboga-Santo Domingo entre El Tránsito [738-9966] y Santa Isabel [731-9965].

La Unidad Mulaute es una unidad nueva. Las secciones en los valles de los ríos Mulaute, Macas y Cocaniguas no son descritas previamente, y son los únicos afloramientos en un área densamente boscosa y de bajo relieve. En su mayor parte, los afloramientos en el río Mulaute son accesibles solo por bote; durante este estudio, la excelente y única sección tipo (de unos 20 km de largo) entre un punto a unos 3 km al este de Puerto Nuevo [7293-99799] y el puente en [7186-99887] fue examinada utilizando una balsa.

El límite occidental de la unidad es la falla Toachi-Toacazo, expuesta en el Río Pilatón en [7314-99649]. El contacto oriental es con la Unidad Pilatón: este también se cree que es una falla, pero no está expuesto. La verdadera potencia de la Unidad Mulaute, por lo tanto, es desconocida y no puede ser calculada fácilmente debido a la escasez de afloramientos y la falta de datos estructurales para gran parte del área. Sin embargo, está claro que la potencia de la unidad es medible en miles de metros.

3.6.2 Edad

La edad de la Unidad Mulaute es desconocida. Sin embargo, dado que la Falla Toachi-Toacazo divide una secuencia de edad Cretácico Tardío-Terciario Temprano en el lado noreste de una secuencia del Paleoceno Medio y más reciente en el lado suroeste (ver sección 5.1), se especula que, al igual que sus vecinos, la Unidad Mulaute es de edad Cretácico Tardío.

3.6.3 Facies

La Unidad Mulaute es una secuencia sedimentaria que comprende una variedad de facies con aporte volcánico variable. Se observan intrusiones menores de diabasa, aunque son poco comunes. La parte más oriental de la secuencia, expuesta entre el contacto oriental (probablemente fallado) con la Unidad Pilatón y un punto [7278-99795] unos 800 m al este de Puerto Nuevo, es una secuencia de arenisca volcanoclástica. Esta se presenta mejor en el Río Mulaute, donde está intensamente cizallada en partes, y a lo largo de la carretera Alóag-Santo Domingo y el adyacente Río Pilatón, donde está relativamente sin deformar.

La secuencia volcanosedimentaria a lo largo de la carretera Santo Domingo está expuesta en Finca San Carlos [7373-99633], donde consiste en brechas masivas, débilmente foliadas, mal clasificadas y de grano fino, ricas en plagioclasa y con clastos ígneos de composición intermedia con feldespato potásico (ver secciones delgadas RH-248 a y b). Al oeste, la secuencia volcanosedimentaria continúa con brechas masivas, tobáceas y de grano fino que contienen clastos ígneos de composición intermedia con feldespato potásico, expuestas, por ejemplo, en Las Cascadas del Toachi [7432-99633]. Entre aquel sitio y la Falla Toachi-Toacazo, la secuencia generalmente contiene menos aporte volcánico y está compuesta por areniscas cuarzosas de estratos gruesos, pobres en máficos, con algunos estratos ricos en material volcánico; este paquete sedimentario no ha sido reconocido a lo largo del rumbo hacia el norte en la sección del Río Mulaute.

La secuencia volcanosedimentaria también está expuesta en el Río Mulaute entre Cooperativa La Mar de La Tranquilidad y el punto [7278-99795]. En el extremo oriental de la sección, en La Mar de La Tranquilidad, se encuentran brechas masivas, de grano fino, matriz-soportadas, que contienen litoclastos de material ígneo altamente vesicular de composición intermedia, con piroxeno y feldespato potásico (secciones delgadas RH-253 y 254). Estas rocas contienen grandes piroxenos zonados que se ven en otras partes de la Unidad Mulaute en Diez de Agosto (ver abajo). Más al oeste, en [7293-99799], se encuentran areniscas cuarzofeldespáticas masivas, muy cizalladas y mal clasificadas, que contienen anfíboles detríticos y litoclastos de material ígneo de grano fino y rico en plagioclasa (sección delgada RH-339). Estas rocas están cloritizadas y epidotizadas, con crecimiento de clorita en sombras de presión alrededor de los granos y dentro de los granos '*boudinaged*'. Areniscas cuarzolíticas similares, deformadas, epidotizadas, mal clasificadas y de grano grueso, que contienen anfíboles detríticos (ver secciones delgadas RH-335-338) están presentes entre aquel lugar y el punto [7278-99795], donde hay un cambio fundamental en el tipo de roca.

Entre este punto y el puente colgante en Diez de Agosto [7224-99882], aproximadamente el 90% de la secuencia consiste en lodolitas y limolitas de color gris oscuro, fino-granular, laminadas e intensamente clivadas, con delgados estratos de arena en ocasiones. Estas rocas están bien expuestas en localidades de fácil acceso bajo los puentes en Puerto Nuevo [7270-99796] (sección delgada RH-256) y Diez de Agosto, así como en numerosas localidades en el Río Mulaute accesibles solo por bote. Su potencia es incierta debido a la falta de datos estructurales, pero es del orden de varios cientos de metros.

Dentro de esta secuencia de lutitas se encuentran al menos dos intervalos de areniscas y brechas líticas masivas, de grano grueso y matriz-soportadas, que contienen abundantes clastos de material andesítico vesicular. En [7257-99818] se observa una potencia aproximada de 200 m de areniscas cristalinas-líticas, mal clasificadas y de grano grueso, que contienen plagioclasa, piroxeno y anfíboles comunes, y litoclastos de andesita altamente vesicular con plagioclasa y piroxeno (sección delgada RH-340). En [7224-99882] se encuentran exposiciones de una potencia considerable de areniscas masivas, sin sorteo y de grano grueso ricas en líticos, que contienen abundantes megacristales frescos de piroxeno euhédrico zonado y anfíbol común detrítico (secciones delgadas RH-341a, c); estas areniscas contienen clastos ígneos intermedios de grano fino que llevan anfíbol y, material ígneo altamente vesicular de grano fino. Éstas son las rocas de basamento más occidentales expuestas en el Río Mulaute.

Exposiciones adicionales de la Unidad Mulaute se encuentran al norte del Río Mulaute en los ríos Macas y Cocaniguas. En el Río Macas se expone la misma secuencia de lodolitas y limolitas descrita en el Río Mulaute. Areniscas turbidíticas de estratos medios a gruesos están presentes dentro de esta secuencia en [7890-99261] (sección delgada RH-325b) y [7270-99925], siendo de composición cuarzosa-lítica, con abundantes litoclastos de lodolitas y material ígneo vesicular de grano fino. (Estas localidades son especialmente notables por su deformación dúctil y sus estructuras S-C, descritas por separado en la sección 5.2 de este informe). Más al norte a lo largo del Río Macas en [7279-99956], la secuencia de lodolitas y limolitas está muy bien expuesta en una cantera junto al río, donde se encuentran turbiditas fino-granulares de color gris oscuro, de estratos delgados a gruesos, laminadas internamente, con finos estratos de arenas con laminación cruzada ondulada: estas rocas presentan un clivaje pizarroso penetrante.

Una secuencia de areniscas corneanizadas de estratos medios a gruesos de la Unidad Mulaute está expuesta en el Río Cocaniguas en [7296-99877]. El metamorfismo aquí es térmico más que dinámico (ver sección delgada RH-327), como lo demuestra la ausencia de estructuras tectónicas intensas, y probablemente está relacionado con la intrusión de un cuerpo de diorita (ver sección 4.3 para más discusión).

3.6.4 Ambiente de deposición y fuente

Aunque algunas partes de la Unidad Mulaute son difíciles de interpretar debido a su intensa deformación, no cabe duda de que la secuencia se depositó en un ambiente de abanico turbidítico submarino. Se representa una amplia gama de procesos de deposición, desde flujos de masas en el caso de brechas líticas, masivas, matriz-soportadas, hasta la deposición de turbiditas de grado lodo-limo en el caso de la potente secuencia de lodolitas y limolitas clivadas presentes en el área de Puerto Nuevo.

La abundancia de material ígneo altamente vesicular sugiere claramente una fuente efusiva. Esta fuente podría haber sido subacuática, pero la aparente ausencia de hialoclastitas, lavas en almohadilla y otras evidencias de actividad efusiva subacuática en la secuencia no respalda esta interpretación. La fuente del material volcánico dentro de la secuencia claramente difería de la de las unidades adyacentes Macuchi y Pilatón. La principal diferencia radica en la presencia común de anfíbol y feldespato potásico en la matriz y el material lítico en todas las areniscas y brechas de la Unidad Mulaute, lo que indica claramente una fuente más ácida/calco-alcalina en comparación con las de las unidades Macuchi y Pilatón.

3.6.5 Comparación entre las Unidades Mulaute y Pilatón

Aunque existe una similitud superficial entre las rocas de las unidades Mulaute y Pilatón, en detalle las secuencias son bastante diferentes y se pueden distinguir por las siguientes características. La Unidad Pilatón está compuesta predominantemente por material bien clasificado en unidades turbidíticas de estratos regulares con secuencias T_{abc} comúnmente reconocibles; hay muy poca variación de facies o composicional dentro de la secuencia. En contraste, la Unidad Mulaute consta de una variedad de facies sedimentarias, desde areniscas muy mal clasificadas y brechas de flujo de masas hasta turbiditas de grado lodo-limo. Algunas tienen un alto aporte volcánico, otras muy poco, y el material litoclástico es relativamente más abundante que en la Pilatón. Las diferentes fuentes sedimentarias de las dos unidades se demuestran por la presencia a lo largo de la mayor parte de la Unidad Mulaute de anfíbol y feldespato potásico, tanto detríticos como dentro de los litoclastos. Aunque ambas unidades han experimentado cloritización secundaria, en la Pilatón es mucho más intensa y extensa que en la Mulaute. Por el contrario, la epidotización secundaria es común en la secuencia más rica en volcánicos de la Mulaute, pero está ausente en la Pilatón. La presencia de fragmentos de vidrio (*shards*) dentro de la Pilatón es una evidencia probable de actividad efusiva submarina; en contraste, no se ha encontrado evidencia similar en la Mulaute.

3.7 Unidad Yunguilla (K_Y)

3.7.1 Distribución

La Unidad Yunguilla ocupa consistentemente una posición estructural en el margen oriental de la secuencia Cenozoica de la Cordillera Occidental, inmediatamente adyacente a la Falla Pujilí-Calacalí. Las exposiciones más importantes se encuentran en el área tipo alrededor de Alambi [765-9993], entre 2 y 5 km al oeste de Nono a lo largo de la carretera Nono-Tandayapa (ver Thalmann, 1946; Bristow y Hoffstetter, 1977), donde se presenta una potencia de al menos 2000 m. La calidad y cantidad de exposición en el área tipo son generalmente pobres, pero son adecuadas para caracterizar la unidad con una confianza razonable. Además, hay dos afloramientos aislados al sur del macizo del Pichincha; una al oeste de Lloa y la otra a lo largo de la carretera Quito-Chiriboga.

El contacto no fallado entre la Yunguilla y la Silante está bien expuesto [7684-99009] a lo largo de la carretera Calacalí-Nanegalito. Puede haber un hiato de deposición en este contacto. Las escasas evidencias de polaridad en el contacto, en particular la gradación de los estratos de arenisca dentro de la Yunguilla, son inconclusas. Sin embargo, una impresionante base de carga en un estrato de arenisca de la Yunguilla dentro de 100 m del contacto en [7685-00009], y una leve base erosional en un estrato de arenisca dentro de 50 m del contacto en el Río Chiquilpe [7684-00008], parecen indicar que la Yunguilla es más antigua que la Unidad Silante. La base de la Unidad Yunguilla no se observa.

3.7.2 Edad

La edad de la Unidad Yunguilla en el área actual fue determinada por Savoyat et al. (1970) y Faucher et al. (1971) como Daniense (Paleoceno más Temprano), basándose en evidencia de foraminíferos de la Quebrada Alambi [766-9993] a 4 km al oeste de Nono. Las listas de fauna de estos autores han sido reevaluadas por el Dr. Ian Wilkinson (BGS, Nottingham), quien afirma que indican una edad no más joven que Maastrichtiense. Una edad Campaniense a Maastrichtiense también fue reportada por el Dr. Étienne Jaillard (Institut Dolomieu, Grenoble, Francia) en una comunicación personal (febrero de 1996) al Ing. Rommel Villagómez (anteriormente de la Misión Británica). Por lo tanto, parece que no hay evidencia confiable para una edad del Paleoceno, y que en su área tipo la Unidad Yunguilla es de edad Maastrichtiense.

3.7.3 Facies

Las litologías típicas en el área tipo son limolitas de color gris oscuro, masivas, y areniscas de grano muy fino, en partes calcáreas, con limolitas y lodolitas físiles. La estratificación es típicamente rítmica, con estratos delgados a medios (10-20 cm) de limolita masiva y arenisca de grano fino alternando con limolitas y lodolitas delgadas (<5 cm) y físiles (unidades T_{bde}). Las areniscas cuarzosas de grano medio a grueso están presentes, pero son poco comunes; éstas ocurren en estratos de hasta 40 cm de grosor, están mal clasificadas y a menudo presentan gradación (unidades T_a). La estratificación ondulada y discontinua, y la evidencia de deformación en sedimentos blandos son comunes. La gradación y la ciclicidad de la estratificación son indicativas de deposición a partir de flujos turbidíticos. Savoyat et al. (op. cit.) reportan estratos bituminosos.

Alrededor de 20 m de limolitas de estratos medianos y areniscas de grano muy fino están expuestas debajo de lavas 'recientes' en [7629-99753], al oeste de Lloa. Un conjunto de exposiciones deficientes en [7618-99675] entre San Juan de Chillogallo y Chiriboga (a lo largo de la carretera Quito-Chiriboga) consiste en limolitas de estratos delgados a medios, y areniscas de grano fino con estratos delgados de arenita cuarzosa que contienen posibles clastos de limolita roja. Estas rocas se correlacionan con la Unidad Yunguilla con base en la similitud litológica.

Las areniscas están bien clasificadas, pero los granos son siempre angulares a subangulares. Tres secciones delgadas del área tipo (RH-163, 169, y 201) son areniscas cuarzo-feldespáticas (plagioclasa y rara microclina, a veces zonada), con ferromagnesianos muy raros (probablemente piroxenos) ahora alterados a clorita/biotita/moscovita. Los agregados de cuarzo deformados indican una fuente metamórfica, y RH-201 contiene pequeños granos de anfíbol serpentinizado. RH-169 contiene fragmentos de vidrio raros pero excelentes, lo que indica un volcanismo contemporáneo.

3.7.4 Ambiente de deposición

La Unidad Yunguilla representa sin duda la deposición en un abanico turbidítico marino. El tamaño de grano generalmente fino, la rareza de las unidades T_a de grano grueso y gradadas, y la presencia de estratos ricos en carbonato indican una deposición en lóbulos distales del abanico, alejados de un suministro regular de material clástico de grano grueso.

3.8 Unidad Silante (PcE_S)

3.8.1 Distribución

En el área hay tres secciones principales a través de la Unidad Silante. El área tipo está a lo largo de la carretera Alóag-Santo Domingo, y otras secciones están presentes a lo largo de la antigua carretera Quito-Santo Domingo y la carretera Nono-Tandayapa. Una cuarta sección a través de la unidad, a lo largo de la carretera Calacalí-Nanegalito, se encuentra a solo unos kilómetros al norte del área.

3.8.2 Edad

La edad de la Unidad Silante está poco establecida y es problemática. Savoyat et al. (1970) indican que la unidad contiene foraminíferos derivados de la supuesta unidad subyacente Yunguilla, que se sabe que es de edad Maastrichtiense (ver sección 3.6.2). Esta interpretación significaría que la Silante es de edad post-Maastrichtiense. El contacto no fallado entre la Silante y la unidad subyacente Yunguilla está expuesto a lo largo de la sección de la carretera Calacalí-Nanegalito. La naturaleza de esta relación estratigráfica y la conocida edad Maastrichtiense de la Yunguilla también indican una edad post-Maastrichtiense para la Unidad Silante.

Wallrabe-Adams (1990) reporta una edad de K-Ar en roca total de 52.7 ± 2.9 Ma para lavas de 'cuarzo-latiandesita' en la Unidad Silante entre Nono y Nanegalito. La presencia de estas lavas no pudo ser confirmada durante el trabajo de campo actual, y, por lo tanto, la fecha se considera con cierta sospecha. Se obtuvo una edad de 16.8 ± 0.8 Ma (Mioceno Medio) mediante el análisis de trazas de fisión en zircones de una muestra (RH-188; de la sección de la carretera Calacalí-Nanegalito en [7615-00029]) de areniscas y brechas tobáceas monomícticas, ricas en cristales y líticos, con abundantes litoclastos de probable material de lava andesítica (Steinmann, 1997). El informe de laboratorio indicó el más alto nivel posible de confianza en este análisis. Sin embargo, si se acepta la edad de Wallrabe-Adams de 52.7 ± 2.9 Ma, las dos fechas implican una sedimentación continua durante un período de al menos 36 Ma, desde el Eoceno Temprano hasta el Mioceno Medio. Hasta que se obtengan más evidencias corroborativas, el significado de estas edades es incierto, y, por lo tanto, se consideran con cierta sospecha.

3.8.3 Facies

La sucesión tipo está expuesta entre la Quebrada Bomboli [757-9950] a unos 15 km al oeste de Alóag y la Quebrada La Plata [746-9952] a unos 2 km al sureste de Tandapi. Las exposiciones a lo largo de la sección tipo no son continuas, pero son suficientes para caracterizar la sucesión con una confianza razonable. El Río Chisinche divide la sucesión en dos partes desiguales. Al este del Chisinche, consiste en 'capas rojas' intercaladas (limolitas y areniscas de grano fino), areniscas masivas mal clasificadas, y conglomerados matriz-soportados. Al oeste del Río Chisinche, la secuencia consiste enteramente en brechas y conglomerados masivos matriz-soportados.

Las areniscas que forman gran parte de la sucesión al este del Chisinche son de estratificación gruesa (hasta 1.5 m), generalmente masivas y de grano grueso a muy grueso. Composicionalmente, son arenitas ricas en líticos y cristales, que contienen cuarzo no deformado, plagioclasa, feldespatos potásicos, piroxenos y anfíboles. La gradación se ha observado solo en una localidad [7535-99515], pero no hay otras evidencias de posible deposición por corrientes de turbidez. Los conglomerados dentro de la misma secuencia son muy gruesos, masivos y matriz-soportados. La matriz de los conglomerados en la secuencia tiene una composición similar a la de las areniscas. Los clastos dentro de los conglomerados son mayormente de tipos de roca sedimentaria: chert negro y rojo, pebbles de cuarzo y limolitas/areniscas rojas (intraformacionales) son comunes, pero también están presentes clastos de andesita de grano fino. Los clastos de chert y cuarzo son normalmente muy redondeados, mientras que los clastos intraformacionales suelen ser angulares. En algunas partes, la sucesión está dominada por areniscas, pero también hay grosores de hasta 20 m de areniscas/limolitas rojas. Las secuencias de estratos rojos están generalmente mal expuestas, pero donde se ven son de estratificación gruesa y masiva, con concreciones de sílice en algunos estratos. Un canal de arenisca, de hasta 1 m de grosor y unos 20 m de largo, es visible dentro de una secuencia de estratos rojos en [7548-99519].

En contraste, la secuencia al oeste del Río Chisinche en el área tipo consiste en brechas masivas, totalmente no clasificadas, caóticas, soportadas por matriz, con clastos angulares de composición principalmente ígnea en una matriz rica en cristales (plagioclasa y piroxeno). Los clastos consisten principalmente en intrusiones andesíticas ricas en feldespato, con menos frecuencia, clastos angulares grandes de estratos rojos intraformacionales. En la hoja geológica de Machachi 1:100000, la secuencia al oeste del Río Chisinche se interpreta como la Unidad Macuchi. Sin embargo, no hay similitudes entre esta secuencia y el desarrollo tipo de la Unidad Macuchi (que consiste en láminas basálticas y almohadillas, hialoclastitas y areniscas ricas en material basáltico vesicular).

En el extremo occidental de la sucesión al oeste del Río Chisinche hay una secuencia de brechas andesíticas (bA en el mapa adjunto), denominadas por Kehrer y Van Der Kaaden (1979) los ‘Estratos Tandapi’, y por Egüez (1986) y Van Thournout (1991) la Unidad Tandapi. Kehrer y Van Der Kaaden (1979) y Egüez (1986) demostraron la naturaleza calco-alcalina de estas andesitas. Egüez creía que la unidad era una secuencia de lavas y brechas andesíticas de edad Paleoceno, en contacto ‘transicional’ con la Unidad Silante. Van Thournout dudó de la interpretación de Egüez sobre las relaciones de contacto a lo largo de la sección de la carretera Alóag-Santo Domingo, e interpretó la unidad en cambio como una secuencia de lavas y brechas de edad Oligoceno Superior.

La secuencia está mejor expuesta en un conjunto de cortes recientes en la carretera [746-9953] en el lado norte del Río Pilatón en Tandapi, donde se compone de brechas masivas clasto-soportadas. De hecho, con excepción de algunas exposiciones aisladas al norte y al sur del valle del Río Pilatón, estas son las únicas exposiciones extensas de la secuencia. A pesar de las afirmaciones de autores anteriores, los contactos de la unidad aparentemente no están expuestos. Los clastos son casi exclusivamente andesitas ricas en hornblenda y plagioclasa, aunque también están presentes clastos muy raros de lodolita intraformacional. Los clastos de andesita son siempre altamente angulares, mientras que los clastos sedimentarios intraformacionales están redondeados. La matriz consiste exclusivamente en lodolitas y limolitas rojas de grano muy fino, y constituye volumétricamente una proporción muy pequeña (< ca. 2%) de la roca. A escala microscópica, los pequeños clastos de andesita están por lo general totalmente soportados por esta matriz, pero a escala de afloramiento las brechas están soportadas por clastos. Los clastos de andesita con 'ajustes tipo rompecabezas'(*jigsaw fits*) están comúnmente separados por estrechas (hasta 2 mm) 'vetillas' de lodolita roja. Es difícil explicar la movilización y deposición de brechas que contienen una proporción tan pequeña de matriz y una población de clastos casi monomíctica por los procesos normales de flujo de masa. Sin embargo, la alta proporción de clastos a matriz, el alto grado de angularidad de los clastos de andesita, la íntima mezcla de clastos y matriz, la presencia de clastos con ajuste tipo rompecabezas y la población casi monomíctica de clastos pueden explicarse por reacciones hidromagmáticas explosivas que ocurrirían si un cuerpo de andesita fuera intruido en las lodolitas rojas de la Unidad Silante que contienen agua intersticial. La 'Unidad Tandapi' se interpreta aquí como parte de una secuencia de estratos rojos de la Unidad Silante, intruida por capas andesíticas de alto nivel. El Dr. Arturo Egüez (com. pers., abril de 1997) reporta lavas andesíticas delgadas intercaladas con sedimentos en la cercana Quebrada Chorrera Negra [747-9950].

Al norte del área tipo, la Unidad Silante aflora a lo largo de la carretera Quito-Chiriboga, pero el grado y la calidad de la exposición son inferiores a los de la zona tipo. La secuencia parece ser similar en la mayoría de los aspectos, pero dos afloramientos demuestran características de importancia para la interpretación sedimentológica de la unidad. En [7553-99697] hay una secuencia de areniscas de grano grueso, mal clasificadas, micáceas, limolitas rojo-marrón y brechas-conglomerados ricos en cuarzo, masivos y no clasificados. Los 20 cm inferiores de la unidad de brecha-conglomerado tienen laminación cruzada y contienen tres estratos delgados, laterales y continuos (hasta 15 mm de grosor) de magnetita aparentemente pura. Las laminaciones ricas en magnetita también están presentes más arriba en la secuencia. Las bandas de magnetita se interpretan como posibles estratos de placeres. A un kilómetro al oeste, en [7543-99696], hay exposiciones de limolitas rojas y areniscas de grano fino que contienen nódulos de carbonato amorfo. Estos son probablemente caliches pedogénicos.

Al norte del macizo del Pichincha, la Unidad Silante aflora a lo largo de las carreteras Nono-Tandayapa y Calacalí-Nanegalito. Los afloramientos entre Calacalí y Nanegalito son más continuos y frescos que los del área tipo. En ambas secciones se pueden mapear tres componentes de la secuencia. En el contacto con la Unidad Yunguilla se encuentra una secuencia de brechas y conglomerados caóticos, sin clasificar y con matriz-soportados, compuestos principalmente por clastos ígneos ricos en feldespato en una matriz arenosa feldespática. El componente intermedio es una secuencia de estratos rojos, compuesta por limolitas de color rojo-marrón, areniscas finas y brechas, con probables caliches carbonáticos pedogénicos en al menos un horizonte. El tercer componente, que comprende la mayor parte de la secuencia, consiste en areniscas típicas de Silante: son en su mayoría arenitas de cuarzo ricas en líticos y, en algunas partes, contienen abundantes minerales ferro-magnesianos (piroxenos y anfíboles) y horizontes ricos en magnetita, probablemente de tipo placer.

Dentro de la unidad dominada por areniscas a lo largo de la carretera Calacalí-Nanegalito en [7645-99037], hay una secuencia de 3 m de arcillolitas de color amarillo-ante con laminación paralela que contienen hojas de angiospermas bien conservadas. Estos estratos pueden ser lacustres, pero claramente son de origen terrestre. A lo largo de la misma carretera en [7615-99029], areniscas tobáceas que contienen clastos líticos aplanados indican un volcanismo explosivo contemporáneo, probablemente subaéreo.

3.8.4 Ambientes de deposición y origen

Varias líneas de evidencia sugieren que la Unidad Silante se depositó en un ambiente continental no marino. Gran parte de la sucesión, particularmente en el norte, está compuesta por estratos rojos, y tales secuencias son ampliamente interpretadas como de origen terrestre. La presencia de canales de arenisca dentro de los estratos rojos, como se observa en el área tipo, es indicativa de ambientes fluviales. Entre Tandayapa y Nono hay afloramientos que contienen evidencia débil de canales fluviales. Además, a pesar del gran grosor de las areniscas presentes en la sucesión, no hay evidencia de deposición por corrientes turbidíticas submarinas.

Los foraminíferos descritos anteriormente son los únicos fósiles previamente descritos de la Unidad Silante. La presencia de fósiles de hojas de angiospermas, que deben ser de origen terrestre, en una secuencia delgada de posibles sedimentos lacustres, es evidencia clara e inequívoca de sedimentación continental no-marina en esta parte de la secuencia.

Varios indicios sugieren deposición bajo influencias fluviales. Los horizontes pedogénicos dentro de las secuencias de estratos rojos son típicos de áreas intercanal de sistemas fluviales modernos en zonas semiáridas. En la Unidad Silante, estos horizontes están compuestos por concreciones de calcita y tubos de sílice dentro de las secuencias de estratos rojos, y se han reconocido en varias áreas. Los horizontes de minerales pesados de tipo placer también son típicos de ambientes fluviales, y se han identificado placeres de magnetita dentro de la Unidad Silante a lo largo de las carreteras Quito-Chiriboga y Nono-Tandayapa.

Grosores sustanciales de la unidad, particularmente a lo largo de la carretera Alóag-Santo Domingo, consisten en brechas y conglomerados masivos, mal clasificados y matriz-soportados, depositados por procesos de flujo en masa. Tales depósitos son típicos de ambientes terrestres con un relieve topográfico moderado a alto y altas tasas de suministro de sedimentos, y son comúnmente desencadenados por erupciones volcánicas (lahares). La parte occidental de la unidad en el área tipo, por ejemplo, está compuesta por brechas caóticas de flujo en masa que contienen casi exclusivamente líticos andesíticos ricos en feldespato en una matriz rica en feldespato, y claramente fue desencadenada por una entrada repentina de grandes volúmenes de material andesítico en la cuenca de deposición. Los patrones de deposición dentro de tales ambientes suelen estar controlados por fallas.

La ausencia de cuarzo deformado y/o clastos metamórficos indica que la proveniencia de la Unidad Silante era no-metamórfica. La presencia de plagioclasa, piroxenos, anfíboles y pequeñas cantidades de feldespato potásico dentro de las matrices de las areniscas, conglomerados y brechas sugiere un suministro de sedimentos desde una fuente volcánica básica-intermedia. Esto está respaldado por la presencia de clastos líticos de andesitas ricas en feldespato en los conglomerados y brechas. La naturaleza euhédrica de muchos de los feldespatos, piroxenos y anfíboles sugiere proximidad a la zona de origen. Los análisis geoquímicos del material de la ‘Unidad Tandapi’ identificaron una fuente andesítica calco-alcalina (Kehrer y Van der Kaaden, 1979; Egüez, 1986; Van Thournout, 1991).

Las características de proveniencia y sedimentológicas de la Unidad Silante indican una deposición de una fuente relativamente proximal de material volcánico andesítico en un ambiente terrestre dominado por procesos de deposición fluviales y de flujo en masa, con posibles influencias lacustres. Estas características podrían considerarse típicas de ambientes de cuenca de antepaís y cuenca intermontana.

3.9 Unidad Macuchi (PcE_M)

3.9.1 Distribución

La Unidad Macuchi ocupa la mayor parte de la mitad occidental del área de estudio. Toma su nombre del pequeño pueblo minero de Macuchi [717-9897] en el extremo sur del área a lo largo de la carretera La Maná-Pujilí, donde la cantidad y calidad de exposición son desafortunadamente muy pobres.

La Unidad Macuchi está presente solo en el lado suroeste de la Falla Toachi-Toacazo. Al norte de Laguan [737-9939], esta falla forma el límite oriental de la Macuchi; al sur de Laguan, el límite oriental de la unidad es un probable contacto fallado con rocas del Grupo Angamarca. El contacto occidental de la Unidad Macuchi es con los depósitos de terraza cuaternarios de la llanura costera. En la mayoría de las áreas, este contacto es una característica marcada de ruptura de pendiente, y se ha mapeado casi exclusivamente a partir de fotografías aéreas.

Con una notable excepción, el grado y la calidad general de exposición son pobres. La mayor parte del área se encuentra entre 250 m y 3500 m sobre el nivel del mar y está cubierta por un denso bosque primario. La excepción es el tramo de aproximadamente 14 km en el Río Toachi entre La Unión del Toachi [7283-99656] y Hacienda Bonanza [7147-99693], a lo largo del cual hay una exposición casi continua y espectacular (pero en muchos lugares inaccesible).

3.9.2 Edad

La base de la Unidad Macuchi no se observa en ninguna parte de la cordillera. Egüez (1986) reportó una fauna de radiolarios del Eoceno Temprano a Medio de una secuencia sedimentaria expuesta en la Quebrada Milagro [714-9901], a unos pocos kilómetros al oeste del área tipo, y una fauna de foraminíferos del Eoceno Temprano de la Caliza Tenefuerte, expuesta en la misma quebrada. Egüez (op. cit.) también reportó dos edades K-Ar de roca total de 41.6 ± 2.1 y 35.8 ± 1.8 Ma (Eoceno Medio a Tardío) de intrusiones de andesita basáltica en la misma área. Desde el norte del área de estudio, Egüez (op. cit.) describió una secuencia potente, nombrada por él como la Unidad Las Juntas, de turbiditas de grano fino y de estratos delgados que arrojaron una fauna de radiolarios del Eoceno Tardío. Basándose en su supuesta edad del Eoceno Tardío, Egüez (op. cit.) afirmó que estas rocas eran equivalentes a la Formación Apagua, pero aquí se interpretan como parte de la Unidad Macuchi. Sin embargo, la supuesta edad del Eoceno Tardío es inconsistente con la Unidad Macuchi siendo más antigua que la Formación Unacota del Eoceno Medio a Tardío (ver sección 3.11.2) y sigue siendo problemática.

En resumen, la evidencia indica que al menos una parte de la Unidad Macuchi en su área tipo es de edad del Eoceno Temprano. Es posible que las partes más antiguas de la secuencia sean de edad Paleoceno, pero esto no puede ser comprobado.

3.9.3 Facies

La Unidad Macuchi contiene una gran variedad de facies, la mayoría de las cuales tienen contactos transicionales, y todas las facies pueden estar presentes en un área muy reducida. Considerando la secuencia en su conjunto, hasta un 90% está compuesto por rocas sedimentarias y el resto por lavas almohadilladas e intrusiones de diabasa de alto nivel. Las principales facies se describen a continuación.

3.9.3.1 Lavas almohadilladas y brechas almohadilladas: Secuencias discretas de lavas almohadilladas dentro de la Unidad Macuchi han sido mapeadas en tres áreas, pero es seguro que están mucho más extendidas. La geoquímica de estas se discute en la sección 3.9.6. En el área tipo, las almohadillas muy profundamente meteorizadas están expuestas en terrenos escarpados en Loma Chiquinquira [7184-99028]. Desafortunadamente, las rocas están demasiado meteorizadas para realizar análisis geoquímicos de roca total. Esta secuencia tiene al menos 100 m de grosor y puede trazarse en las fotografías aéreas casi tan al sur como el pueblo de Macuchi [718-9897] y tan al norte como Cerro Patalo [719-9911], una distancia de unos 14 km; los bloques de lava almohadillada encontrados en el Río Munchipamba en [7195-99164] casi con seguridad provienen de esta secuencia.

Existen dos secuencias mapeables de lavas almohadilladas en la sección del Río Toachi. La secuencia occidental está expuesta en Finca Las Mercedes [7183-99662] y consiste en lavas basálticas a andesíticas con cherts intercalados. La secuencia oriental está expuesta entre El Paraíso [7216-99653] y La Unión del Toachi [7277-99654] y consiste en numerosas capas de basaltos almohadillados de hasta 50 m de grosor, intercaladas con brechas almohadilladas matriz-soportadas de menor grosor, areniscas de grano grueso mal clasificadas de composición basáltica y hialoclastitas. Las secuencias sedimentarias entre las capas de lava almohadillada provienen claramente de fuentes efusivas submarinas locales que produjeron las almohadillas y comúnmente contienen almohadillas desprendidas. Las lavas son típicamente de grano fino, ricas en plagioclasa y comúnmente piroxénicas, con bordes altamente vesiculares. Esta secuencia está espectacularmente expuesta inmediatamente aguas abajo de La Unión del Toachi en [7276-99653] y en otras localidades entre aquel lugar y El Paraíso, por ejemplo, en [7261-99655, 7249-99654, 7243-99653 (mostrado en la Lámina 2a), y 7219-99650].

Un afloramiento aislado de lavas almohadilladas se encuentra en Cooperativa Flor de los Ríos [6886-99314] al este de Patricia Pilar, pero no forma una unidad mapeable. Estas lavas son andesitas basálticas de grano fino.

3.9.3.2 Debritas: Son muy comunes en toda la Unidad Macuchi y son productos del colapso y redeposición por procesos de flujo en masa de los márgenes inestables de edificios efusivos submarinos. Generalmente se asocian con lavas almohadilladas, pero están presentes en otras áreas donde las lavas almohadilladas son desconocidas, donde suelen estar intercaladas con areniscas turbidíticas mal clasificadas, de grano grueso de composición basáltica a andesítica, y con hialoclastitas. Las debritas en sí son brechas sin clasificar, de grano grueso y soportadas por matriz que contienen clastos de almohadillas de hasta 1 m de ancho. Los clastos analizados tienen la misma composición que las lavas almohadilladas dentro de la secuencia Macuchi (ver sección 3.9.6, geoquímica de Macuchi), y consisten en andesitas basálticas o andesitas, comúnmente piroxénicas con bordes vesiculares.

Excelentes debritas están expuestas en el Río Toachi en Tinalandia [717-99675] (ver Láminas 2b y 3a), en el Río Blanco [7097-99433] en Comuna Monte Nuevo, y en el área tipo en [7163-99025]. En cada una de estas localidades, las debritas están intercaladas con areniscas volcanoclásticas que contienen abundante material clástico basáltico/andesítico vesicular y con hialoclastitas.



Lámina 2a. Lavas almohadilladas de andesita basáltica. Unidad Macuchi, Río Toachi en Alluriquín [7243-99652]. 'Arriba' hacia la izquierda

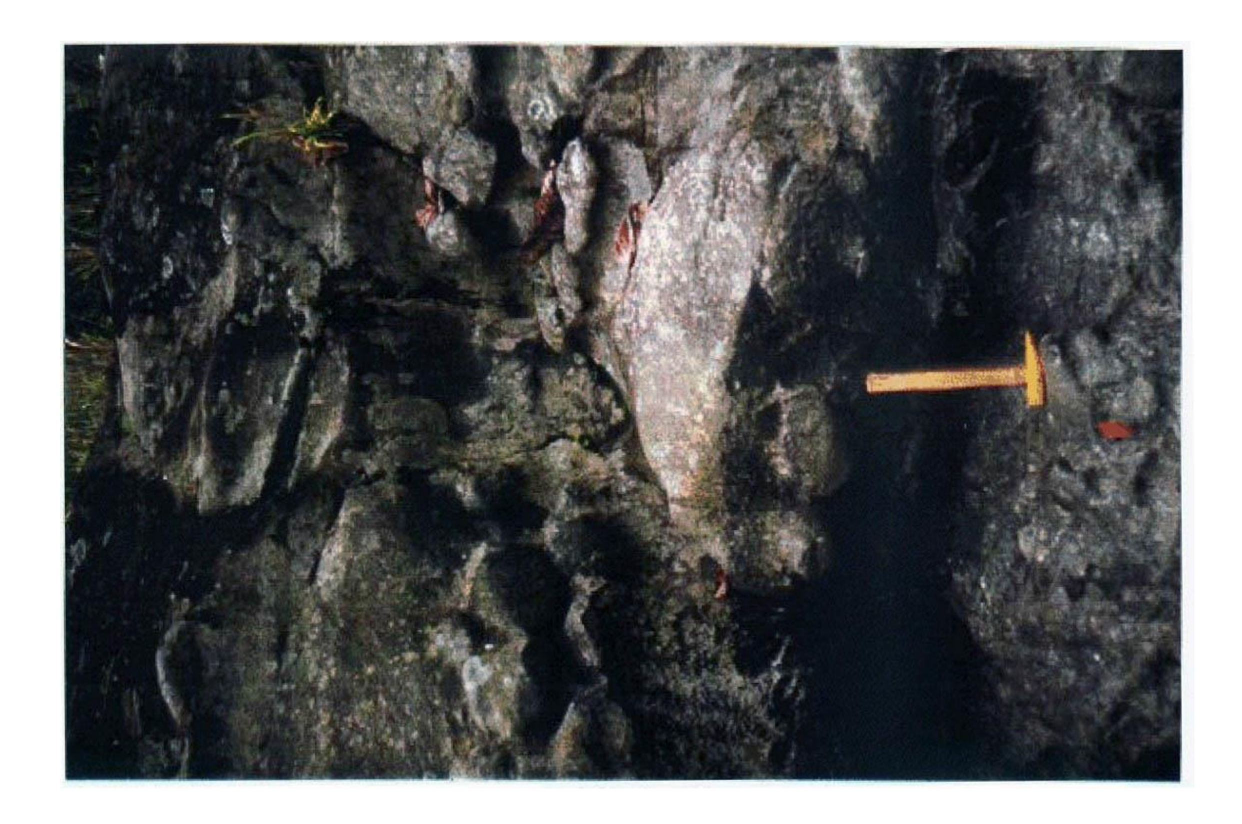


Lámina 2b. Brechas de almohadillas y debritas de andesita basáltica. Unidad Macuchi, Río Toachi en Tinalandia [7171-99675]. 'Arriba' hacia la izquierda

3.9.3.3 Caliza: Un cuerpo lenticular de caliza de edad del Eoceno Temprano (Egüez, 1986), ampliamente conocido como la Caliza Tenefuerte, está presente en Tenefuerte [7152-99020], a unos 18 km al noreste de La Maná. La caliza se utiliza para la fabricación de cemento y, según se dice, para piedra ornamental. Henderson (1981) estimó el grosor de la unidad en 500 m, pero esta cifra parece excesiva; la cifra de aproximadamente 300 m de Egüez (1986) parece más realista. Egüez (1986) asigna una edad del Eoceno Temprano para la caliza, basada en determinaciones de foraminíferos.

Las exposiciones en la carretera son pobres, y mejores afloramientos están presentes en la Quebrada Milagro [7147-99002], de donde Henderson (1981) describió “caliza grisácea-blanca masiva… intercalada con lavas”. Estas exposiciones fueron reexaminadas durante el presente trabajo, y la ‘intercalación’ resultó ser una intrusión estrecha de basalto/andesita rica en feldespato dentro de la caliza corneanizada. Egüez (1986) publicó una edad de roca total K-Ar de 41.6 ± 2.1 Ma de una ‘andesita basáltica’ que corta la caliza. Esta edad isotópica es consistente con una edad del Eoceno Temprano (o anterior) para la Caliza Tenefuerte.

La naturaleza intensamente recristalizada de la caliza y su pobre exposición dificultan la interpretación. Podría tratarse de una secuencia de caliza lenticular discontinua, o de un olistolito derivado, por ejemplo, de un arrecife marginal a un sistema de arco insular.

3.9.3.4 Turbiditas: Las turbiditas de grano fino a grueso son muy comunes dentro de la Unidad Macuchi y a menudo se asocian con hialoclastitas y debritas. Una secuencia intercalada de areniscas turbidíticas de grano grueso, hialoclastitas y brechas de debritas está presente a lo largo de la carretera principal de La Maná a Pujilí en el área tipo en [7163-99020], y está muy bien expuesta a lo largo del rumbo al norte en la Quebrada Tilipulo [7164-99028]. La sucesión consiste en areniscas de grano medio a grueso, con estratos que varían de finos a gruesos, en secuencias T_{abc}. Las areniscas son ricas en líticos y de composición cuarzo-feldespática (plagioclasa). El componente lítico consiste en andesita/andesita basáltica piroxénica, altamente vesicular y de grano fino.

Se ha mapeado una secuencia de limolitas y areniscas turbidíticas de grano fino a grueso desde el oeste de La Maná hasta el norte en el Río San Martín [720-9939], y está bien expuesta a lo largo del Río Guadual entre Guadual y Naranjal, al norte de Pucayacu. Areniscas con estratos gruesos, de grano grueso y masivas y, limolitas de estratos delgados, intercaladas con estratos delgados de brecha de debritas, están expuestas, por ejemplo, en el Río Guadual en [7118-99251]. Las areniscas son ricas en líticos y son mal clasificadas, con abundantes litoclastos de andesita/andesita basáltica altamente vesicular.

Una secuencia de turbiditas de grano más fino está muy bien expuesta en los ríos Toachi y Pilatón en La Unión del Toachi [7280-99656] (ver Lámina 3b), y más al sur en San Francisco de Las Pampas [7281-99512]. Esta secuencia fue nombrada la Unidad Las Juntas por Egüez (1986) y correlacionada con la Formación Apagua con base en su fauna de radiolarios del Eoceno Tardío (ver detalles adicionales arriba). La sucesión tiene al menos 250 m de potencia y consiste en lodolitas, limolitas y areniscas de grano fino altamente silicificadas en ciclos T_{abce}, con estratos gradados, marcas de corriente, laminaciones convolutas, estructuras en llama y de carga, todas indicando inversión.



Lámina 3a. Debritas hialoclastíticas, con clastos de andesita basáltica altamente vesicular. Unidad Macuchi, Río Toachi en Tinalandia [7171-99675]

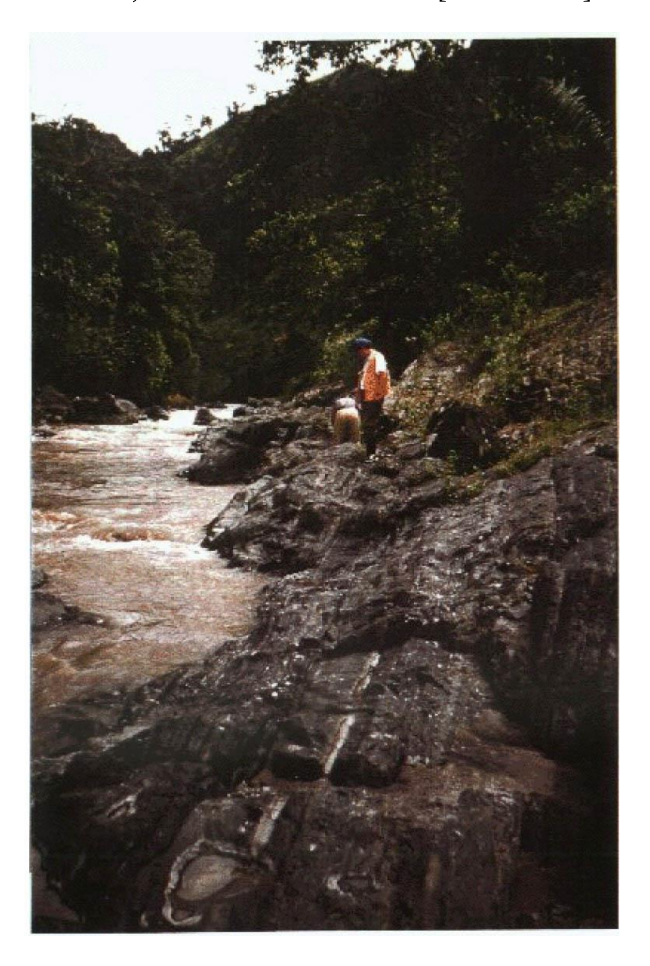


Lámina 3b. Turbiditas invertidas, de estratos finos a medianos, de grano fino dentro de la Unidad Macuchi. La Unión del Toachi [7282-99648]

3.9.3.5 Cuerpos de diabasa: Los cuerpos de diabasa, en forma de diques y pequeños cuerpos intrusivos, están presentes en algunas localidades y probablemente representan intrusiones de alto nivel. Los mejor expuestos se encuentran en la sección del Río Toachi (por ejemplo, en [7172-99675]), donde diques de diabasa de grano fino de hasta 2 m de ancho intruyen una secuencia de brechas de almohadilla y brechas de hialoclastitas. Estos diques están casi con seguridad relacionados con los eventos ígneos que produjeron las secuencias de lava almohadillada presentes cerca en la sección de Toachi.

3.9.3.6 Ignimbritas: No se observaron ignimbritas durante las actividades de campo, pero el Dr. Arturo Egüez (com. pers., marzo de 1997) reporta 'ignimbritas ácidas' en la superficie y en núcleos de la zona de La Maná. Un trabajo detallado adicional en otras partes de la Unidad Macuchi podría revelar la presencia de otras.

3.9.4 Ambientes de deposición

Con excepción de las calizas y las ignimbritas, todas las facies presentes dentro de la Unidad Macuchi son productos de erupciones efusivas submarinas basálticas a andesíticas. Las lavas almohadilladas, las brechas almohadilladas y las intrusiones de diabasa representan los productos eruptivos cercanos al centro de emisión y posibles conductos de magma. Las brechas de debritas, las turbiditas de grano fino a grueso y las hialoclastitas representan la deposición en las laderas de los edificios volcánicos submarinos, con su contenido cristalino y lítico derivado de los mismos centros y erupciones volcánicos.

La presencia reportada de ignimbritas dentro de la Unidad Macuchi es muy significativa para la interpretación de la secuencia, indicando claramente erupciones subaéreas y, por lo tanto, un posible entorno de arco insular. Se esperaría el desarrollo de arrecifes marginales, posiblemente representados por la Caliza Tenefuerte, en un entorno de arco insular de baja latitud. Esta interpretación, basada únicamente en facies y estilo de mineralización, está fuertemente respaldada por la geoquímica de roca total (ver sección 3.9.6). Además, Aguirre y Atherton (1987) interpretaron el metamorfismo de bajo grado de la Unidad Macuchi como indicativo de un 'arco insular oceánico generado contemporáneamente con una cuenca marginal'.

3.9.5 Mineralización

Una mineralización de sulfuros extensa está presente en el área de Macuchi y más al norte en La Plata [7291-99566]. Esta mineralización se discute en la sección 6 de este informe, pero se interpreta como del tipo exhalativo submarino, y ocurrió alrededor de centros de emisión efusivos submarinos.

3.9.6 Geoquímica de roca total

Quince muestras de varias ubicaciones y tipos de roca dentro de la Unidad Macuchi fueron sometidas a análisis geoquímico de roca total, y los datos están tabulados en el Anexo 1. De éstas, seis son de secuencias de lava almohadillada, dos provienen de probables intrusiones de alto nivel y las restantes siete son de grandes clastos ígneos dentro de brechas de debritas monomícticas, y probablemente son fragmentos de almohadillas. El material fresco y no alterado es muy escaso debido a la meteorización, y por esta y otras razones (presencia de fases de fenocristales, vesicularidad) las muestras de roca analizadas no son en absoluto ideales para la geoquímica de roca total. Sin embargo, la composición de elementos inmóviles de estas muestras da una indicación valiosa del entorno tectónico.

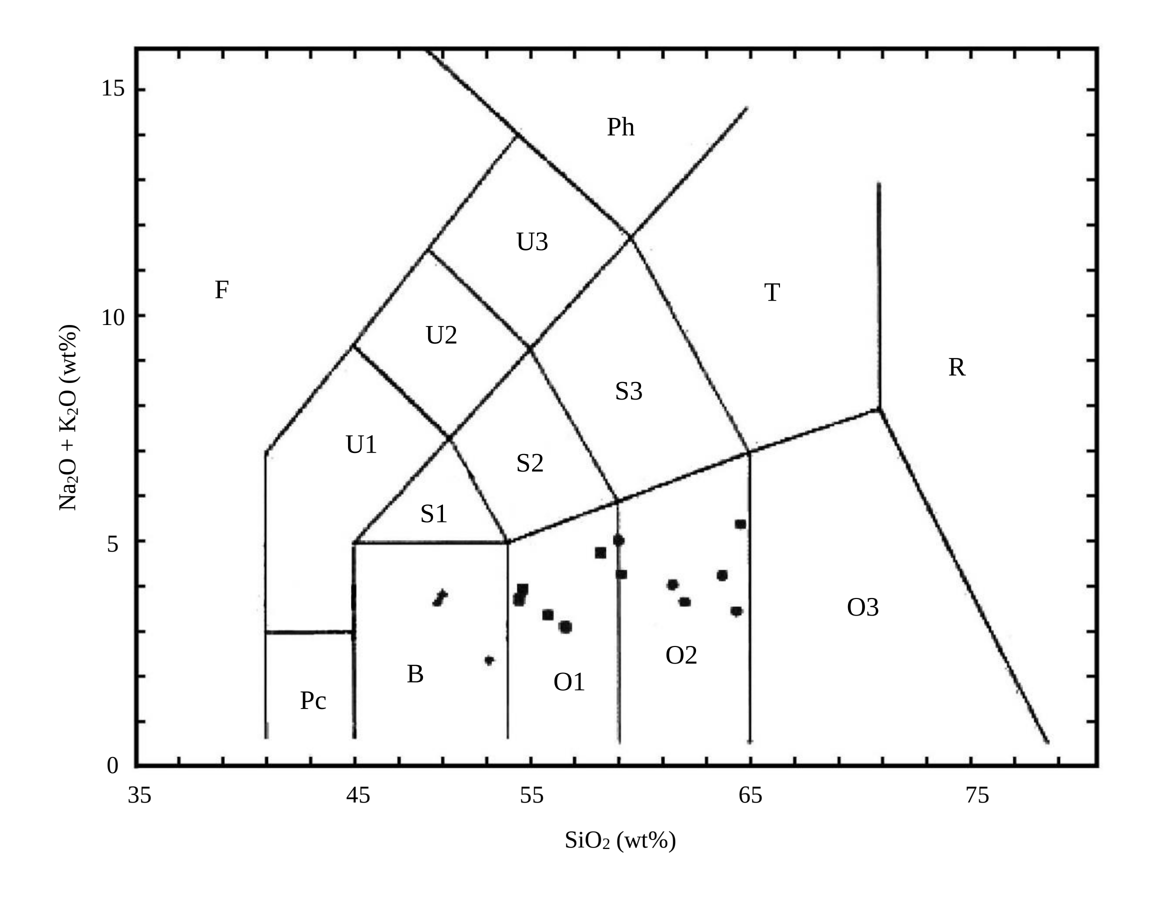


Figura 2. SiO_2 vs. $Na_2O + K_2O$ (Le Maitre, 1989); los diamantes representan basaltos, los cuadrados andesitas basálticas y los círculos andesitas

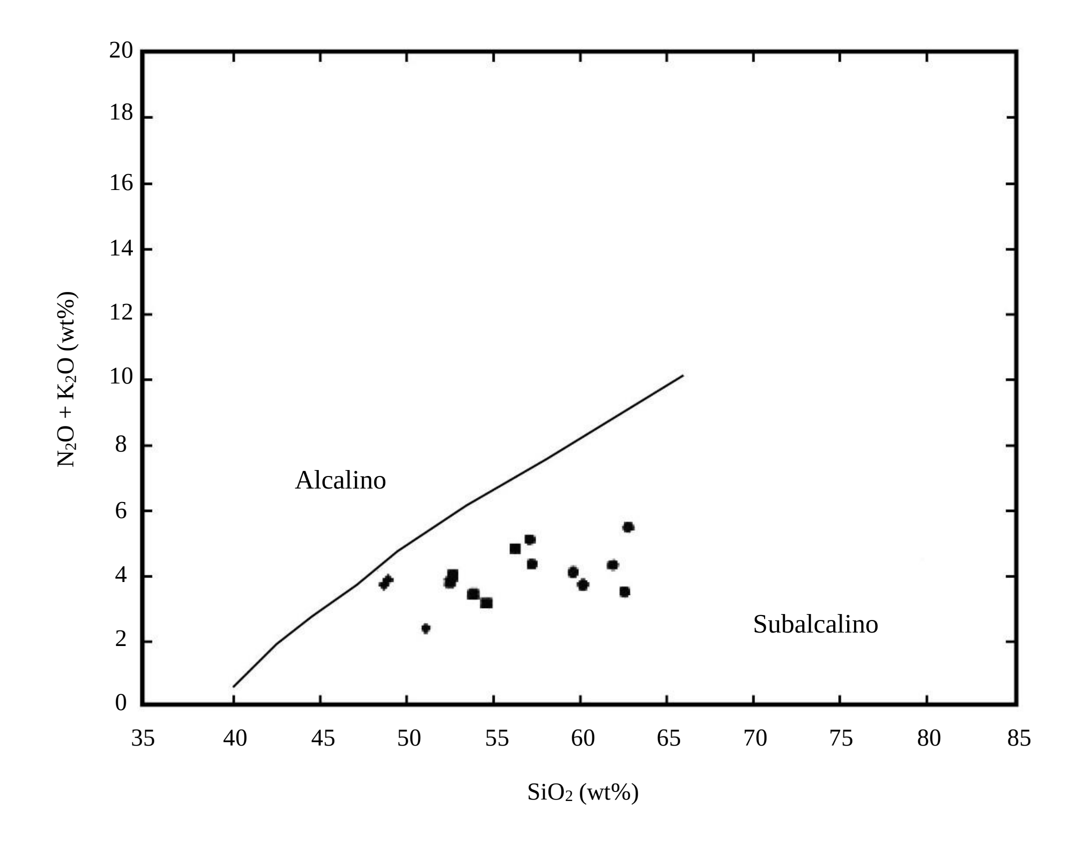


Figura 3. SiO_2 vs. $Na_2O + K_2O$ (Irvine y Baragar, 1971)

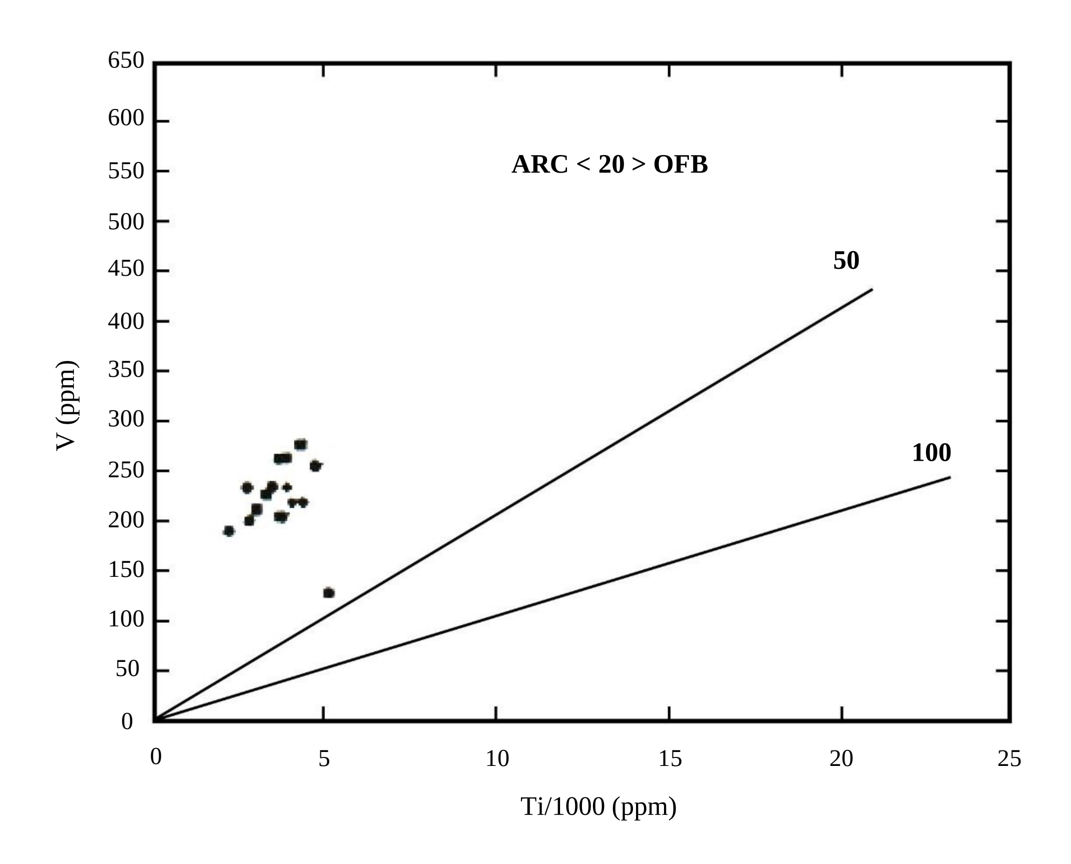


Figura 4. Ti/1000 vs. V (Shervais, 1982)

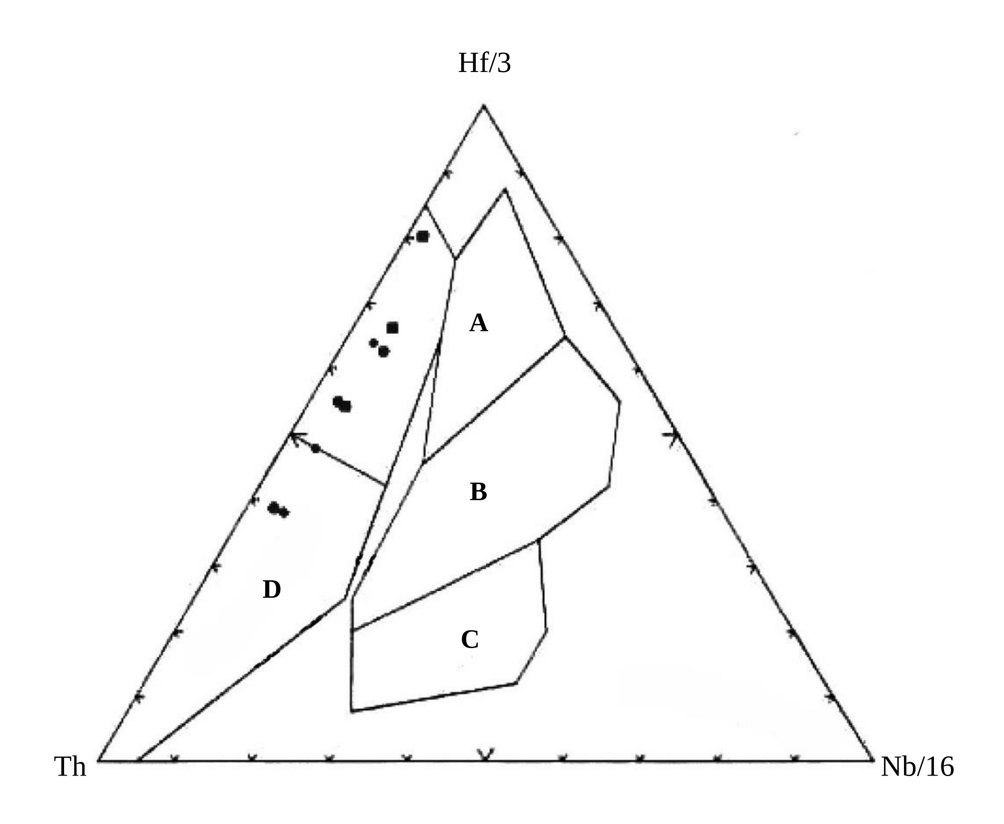


Figura 5. Hf/3 vs. Th vs. Nb/16 (Wood, 1980)

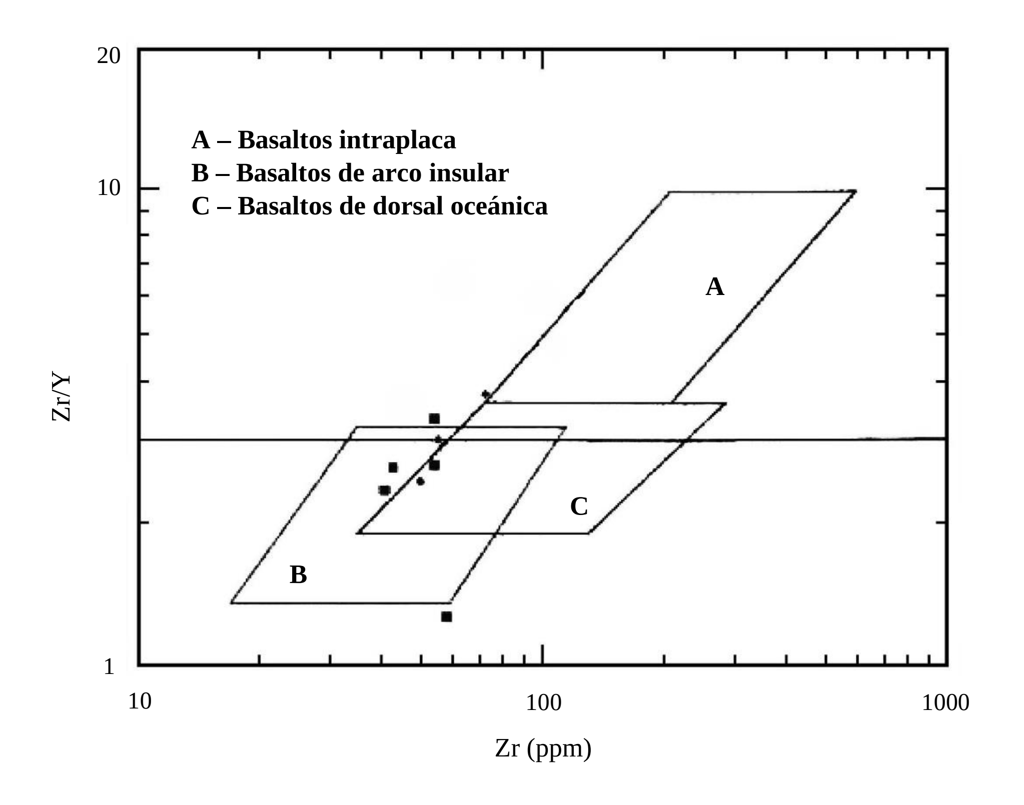


Figura 6. Zr vs. Zr/Y (Pearce y Norry, 1979)

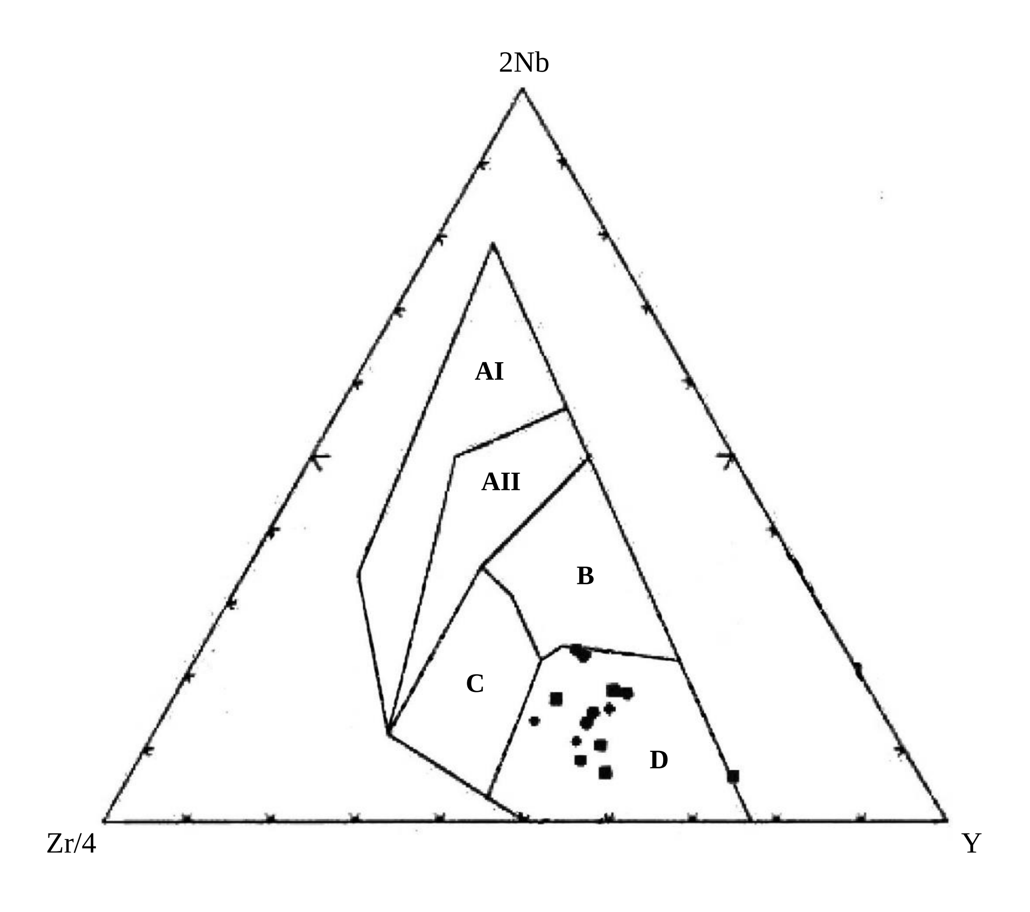


Figura 7. 2Nb vs. Zr/4 vs. Y (Meschede, 1986)

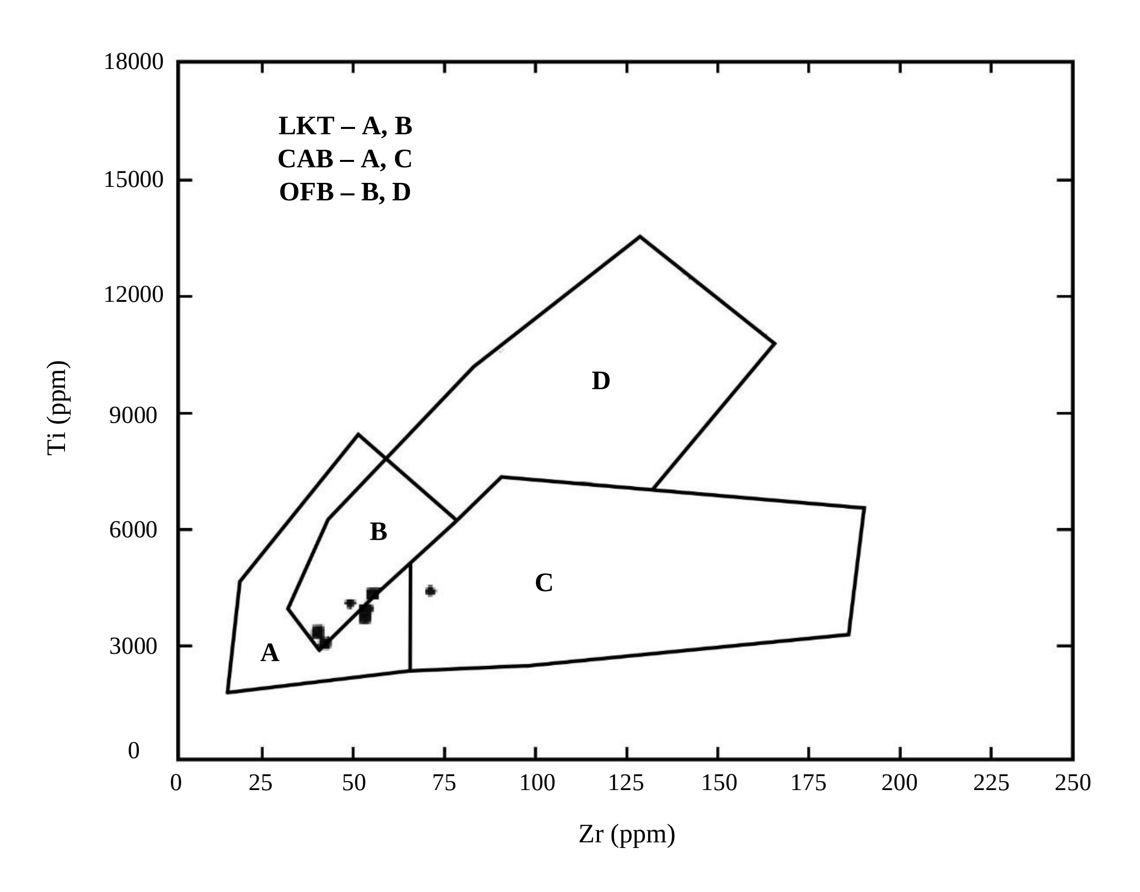


Figura 8. Ti vs. Zr (Pearce y Cann, 1973)

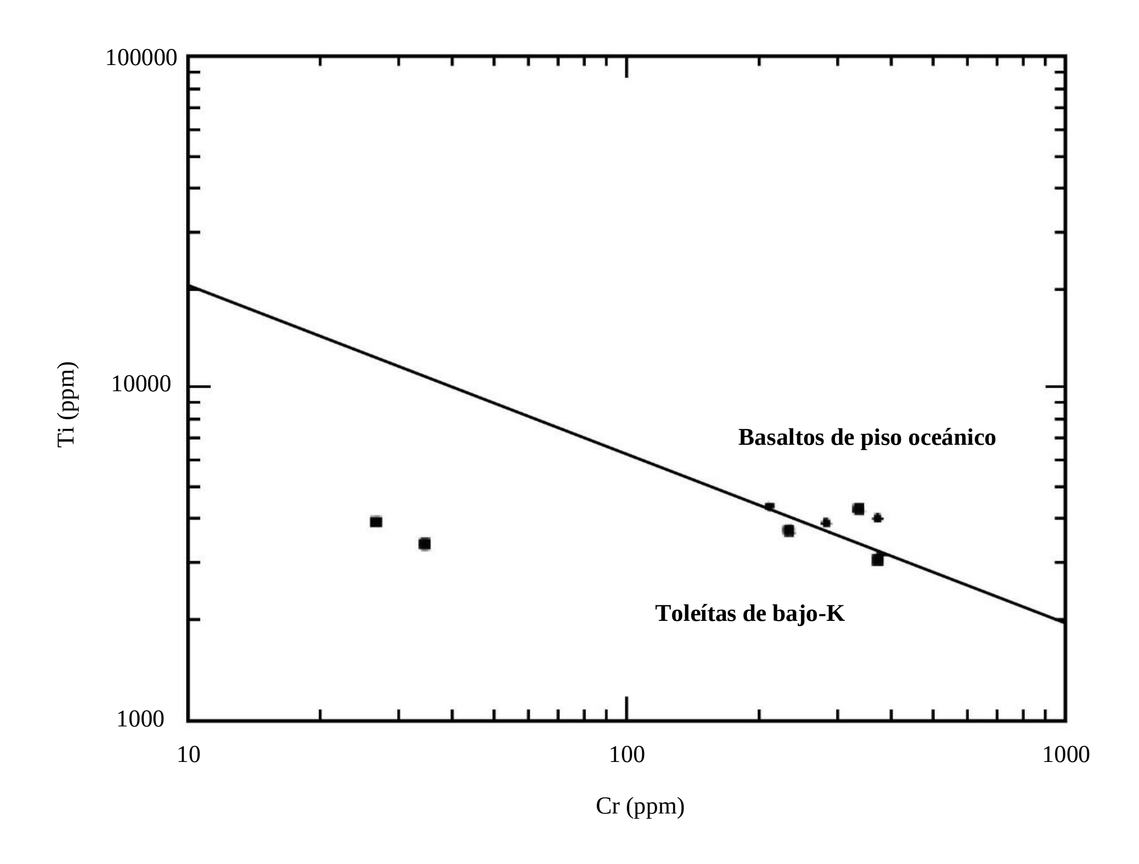


Figura 9. Ti vs. Cr (Pearce, 1975)

Siete de las muestras son andesitas, cinco son andesitas basálticas y tres son basaltos (Figura 2); todas son subalcalinas (Figura 3). La mayoría de los diagramas de discriminación de elementos traza indican que las muestras (con la excepción de RH-276, RH-278B y RH-279B) no pertenecen a un entorno de dorsal oceánica. Los datos se agrupan claramente en los campos de basalto de arco en el diagrama V vs. Ti/1000 (Figura 4; Shervais, 1982) y en el diagrama Hf/3 vs. Th vs. Nb/16 (Figura 5; Wood, 1980). También muestran claras afinidades de arco cuando se representan en los diagramas Zr/Y vs. Zr (Figura 6; Pearce y Norry, 1979) y 2Nb vs. Zr/4 vs. Y (Figura 7; Meschede, 1986), aunque algunas muestras caen en campos compartidos por basaltos de arco y basaltos MORB. En el diagrama Ti vs. Zr (Figura 8; Pearce y Cann, 1973), dos de las muestras caen en el campo de basaltos calco-alcalinos.

En el diagrama Ti vs. Cr (Figura 9; Pearce, 1975), las tres muestras de basalto RH-276, RH-278B y RH-279B caen claramente en el campo de basalto de piso oceánico, la andesita basáltica RH-297 cae dentro del campo MORB, y las dos andesitas basálticas RH-280b y RH-282b se sitúan en la línea divisoria entre basaltos de piso oceánico y toleítas de bajo K. Las dos muestras restantes caen en el campo de toleítas de bajo K. Estas seis muestras también tienen valores significativamente más altos de MgO, Cr, Sr y Ni que el resto de la población, sugiriendo una composición de basalto primitivo. De las seis, cinco provienen de una secuencia de lavas almohadilladas expuestas en el Río Toachi entre La Unión del Toachi [7277-99654] y El Paraíso [7215-99654], y la sexta es de una localidad aislada en el Río Toachi en San Lorenzo [7313-99439]. Las relaciones de campo indican que el área de lavas almohadilladas expuestas entre La Unión y El Paraíso es parte de la Unidad Macuchi, pero que la geoquímica de esta unidad es atípica y sugiere basaltos MORB o primitivos. Parece que estas rocas son lavas basálticas primitivas dentro de una secuencia dominada en su mayoría por andesitas y andesitas basálticas, cuya firma geoquímica es indicativa de un entorno de arco. Son basaltos de arco primitivos (la composición de elementos mayores y menores de algunos se acerca a la de boninitas) o un fragmento de corteza oceánica, parte de la corteza oceánica sobre la cual se construyó el arco Macuchi.

Estas interpretaciones son completamente consistentes con las de autores anteriores (por ejemplo, Lebrat et al., 1985, 1987; Van Thournout et al., 1992), quienes registraron tanto toleítas MORB como toleítas de arco insular en la Unidad Macuchi.

3.10 Unidad Saquisilí (Pc_S)

3.10.1 Distribución

La Unidad Saquisilí se limita al sureste del área, donde está expuesta en varias quebradas que drenan desde la divisoria de aguas de la cordillera hacia el graben interandino entre La Victoria y Saquisilí. Las mejores secciones se encuentran en Quebrada El Carnicero [7555-99006], Quebrada Maca Grande [755-9904], Quebrada Quila [7558-99063] y Quebrada Pusuchisi [7570-99082]. La unidad está delimitada por fallas al este y al oeste, y ni la base ni la parte superior de la secuencia son visibles. Por lo tanto, la potencia de la unidad es desconocida, pero es al menos de varios cientos de metros.

3.10.2 Edad

Una fauna de foraminíferos recuperada de limolitas en la Quebrada Pusuchisi [7560-99071] durante el presente estudio entrega una edad de ‘la última parte del Paleoceno Temprano y la primera parte del Paleoceno Medio’ (Wilkinson, 1997).

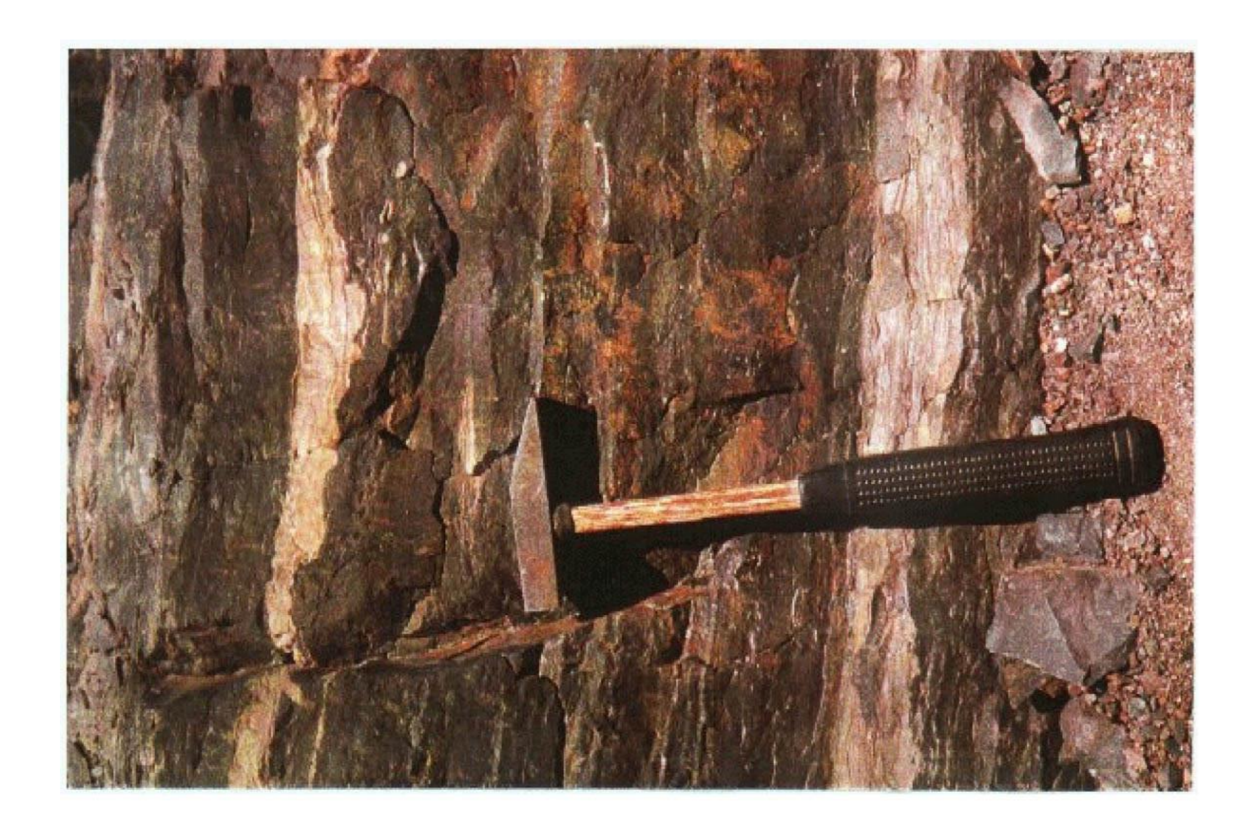


Lámina 4a. Turbiditas lodosas de estratos finos a medios con estratos arenosos con laminación convoluta mostrando bases con estructuras de carga. Unidad Saquisilí, Quebrada Pusuchisi [7560-99071]. ‘Arriba’ hacia la izquierda.



Lámina 4b. Lente de arenisca dentro de conglomerados finos masivos. Formación Rumi Cruz, Apagua [7316-98947]. ‘Arriba’ hacia la izquierda.

3.10.3 Facies

La secuencia de turbiditas consiste en areniscas micáceas, limolitas, lodolitas limosas y lodolitas, de estratos delgados a medios, grises a grises oscuro, en secuencias T_{bcde} (ver Lámina 4a). Algunos estratos son débilmente calcáreos. Las unidades T_a de grano grueso y gradadas son poco comunes, pero las areniscas de grano fino a medio en unidades con laminación paralela (T_b) con estratos superiores con laminación cruzada (T_c) comprenden la mayor parte de la secuencia. Las areniscas de grano muy grueso vistas en la Quebrada Maca Grande contienen litoclastos foliados y claramente se derivaron de un área de origen que contiene un componente metamórfico.

3.10.4 Ambiente de deposición

Los ciclos de Bouma de la Unidad Saquisilí son típicos de la deposición de turbiditas submarinas de grano fino a medio en un ambiente de mitad de abanico, alejado del suministro de sedimentos muy gruesos.

3.10.5 Discusión

La Unidad Saquisilí fue atribuida a la Unidad Yunguilla en la hoja geológica de Latacunga 1:100000 (DGGM, 1980), y a la Formación Apagua en el mapa geológico nacional a escala 1:1000000 (BGS-CODIGEM, 1993).

3.11 Grupo Angamarca

Esta nueva unidad litoestratigráfica comprende la Formación Apagua, la Formación Gallo Rumi (no presente en esta área), la Formación Pilaló, la Formación Unacota y la Formación Rumi Cruz. Las relaciones estratigráficas de estas unidades se muestran esquemáticamente en la Figura 10. El contacto occidental del Grupo Angamarca con la Unidad Macuchi se interpreta como una falla. El contacto oriental con el Grupo Zumbagua es una discordancia.

3.11.1 Formación Pilaló (PcE_P)

3.11.1.1 Distribución: La Formación Pilaló es una unidad sedimentaria volcanoclástica, desarrollada únicamente en el extremo sur del área. Fue denominada Unidad Pilaló por Egüez y Bourgois (1986) en honor al pueblo de Pilaló [723-9895] a lo largo de la carretera La Maná a Latacunga. La Formación está generalmente mal expuesta; las mejores exposiciones se encuentran al este del pueblo a lo largo del valle del Río Chilcas/Pilaló, donde se presenta una potencia de hasta 1500 m. El contacto de la Formación Pilaló con la Formación Apagua subyacente no está expuesto, pero se interpreta como concordante y conforme.

3.11.1.2 Edad: No hay evidencia de edad de la Formación Pilaló por sí misma, pero está cubierta, aparentemente de manera concordante pero posiblemente con una no-secuencia, por la Formación Unacota de edad Eoceno Medio. Al sur, la Formación Pilaló está aparentemente subyacida por sedimentos de edad Paleoceno Temprano a Medio, aunque las correlaciones litológicas se complican por la extensa corneanización del plutón El Corazón. En el área de Pilaló, la Formación Pilaló está intruida por una andesita con plagioclasa que dio una edad de roca total K-Ar de 24.7 ± 1.2 Ma (= Oligoceno Tardío; Egüez y Bourgois, 1986). La evidencia no es clara, pero parece indicar que la Formación Pilaló es anterior al Eoceno Medio, probablemente de edad Paleoceno.

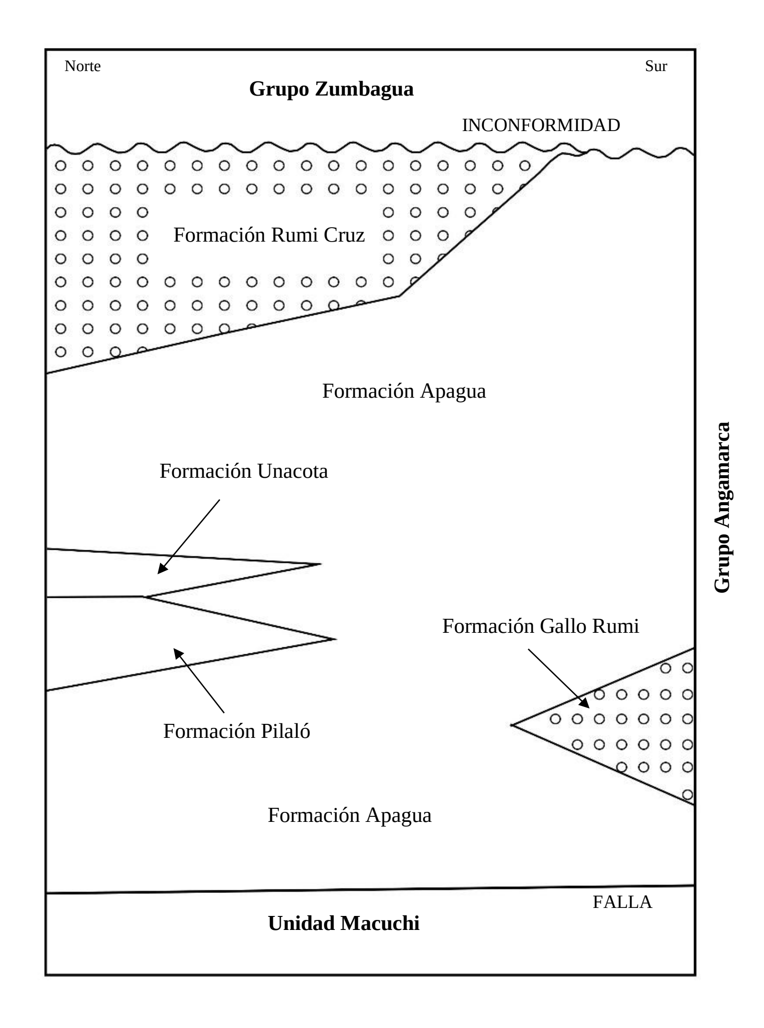


Figura 10. Relaciones estratigráficas dentro del Grupo Angamarca (esquemático y no a escala)

3.11.1.3 Facies: La Formación Pilaló parece ser completamente sedimentaria. Egüez y Bourgois (1986) dividieron la unidad en partes superior e inferior, y también reportaron lavas delgadas en la parte inferior de la secuencia, pero su presencia no pudo ser confirmada durante el presente trabajo. La unidad está compuesta por areniscas de grano grueso y brechas masivas mal clasificadas, soportadas por matriz, con clastos de composición ígnea, principalmente andesítica. Se presentan limolitas calcáreas en las partes superiores de la secuencia. Los litoclastos ígneos son generalmente de grano muy fino y comúnmente enrojecidos. El feldespato potásico está presente en algunos clastos y en la matriz. La mayoría de los minerales máficos están alterados a clorita; se encuentran pseudomorfos de piroxeno y anfíbol.

3.11.2 Formación Unacota (E_U)

3.11.2.1 Distribución: La Formación Unacota está presente en el alto páramo en el extremo sur del área, justo al oeste del pueblo de Apagua. Se extingue en o muy cerca del 1°S. Su contacto conforme con la Formación Apagua sobreyacente está expuesto a lo largo de la carretera La Maná-Latacunga en [7282-98911], 3 km al suroeste de Apagua. Al sur de la carretera, la caliza forma una serie de *crags* lenticulares discontinuos que se extienden al suroeste a través del páramo. Al norte de la carretera, la Formación Unacota está expuesta en el Río Chilcas [728-9895], donde su contacto superior conforme con la Formación Apagua es visible, y su contacto inferior con la Formación Pilaló se puede localizar en un tramo estrecho pero inaccesible del río. Al norte del Río Chilcas, la caliza se dirige hacia el norte hacia las canteras, ahora inactivas, de Cementos Cotopaxi en Cerro Unacota [726-9801]. Las perforaciones realizadas por esta compañía indican aquí una potencia máxima de aproximadamente 80 m (Echeverría, 1977), pero en el Río Chilcas la secuencia podría ser considerablemente más potente.

3.11.2.2 Edad: Evidencia abundante de algas y foraminíferos indica una edad de Eoceno Medio a Tardío (Egüez y Bourgois, 1986).

3.11.2.3 Facies: Las exposiciones al sur de la carretera La Maná-Latacunga no han sido examinadas en detalle, pero presentan una morfología típica de montículos o arrecifes de algas. A lo largo de la carretera La Maná-Latacunga, la caliza está en contacto con una pequeña intrusión de tonalita y está casi completamente recristalizada. Los mantos de algas tipo estromatolito son visibles en la parte superior de la secuencia a lo largo del tramo de la carretera, indicando que al menos parte de la unidad es una caliza biogénica de aguas someras. Las mejores exposiciones se encuentran en el Río Chilcas. El contacto superior de la caliza con la Formación Apagua está expuesto en el río en [7291-98947], donde bandas delgadas de caliza están intercaladas con turbiditas fino-granulares y de estratos finos, lodosas y limosas, en la parte más inferior de la Apagua. Por debajo del contacto, las calizas son esparíticas de estratos gruesos y laminación paralela. El contacto inferior de la caliza está presente en el río cerca de [7903-98951], pero en este punto el tramo del río es inaccesible. Bloques muy grandes de esparita masiva obstruyen el desfiladero del río en este punto. Al norte del Río Chilcas, la caliza está presente en las canteras de Cerro Unacota [726-9801], donde se exponen micritas y esparitas masivas.

3.11.3 Formación Apagua (PcE_A)

3.11.3.1 Distribución: La Formación Apagua (Unidad Apagua de Egüez y Bourgois, 1986) está mejor expuesta en su área tipo a lo largo de la carretera La Maná a Latacunga en las cercanías de Apagua. Además, se presentan localidades aisladas en Guayrapungu, a lo largo de la carretera Zumbagua a Chugchilán, en un inlier debajo del estratovolcán Quilotoa, y en un inlier en Lahuan, al norte de Sigchos.

3.11.3.2 Edad: El límite inferior de edad de la Formación Apagua se conoce como Paleoceno Medio (Wilkinson, 1997). La edad de la parte más joven de la Formación Apagua es posterior al Eoceno Medio, ya que sobreyace a la Caliza Unacota.

3.11.3.3 Facies: Las partes inferiores de la Formación consisten en areniscas de estratos delgados a medianos, de grano fino a medio, con limolitas y lodolitas delgadas y oscuras en secuencias T_{bcd}. Se presentan unidades T_a de grano más grueso y gradadas, pero son raras. Las areniscas son típicamente de grano fino, bien clasificadas, ricas en cuarzo angular, con plagioclasa común. Las areniscas de grano grueso son raras en los primeros cientos de metros, pero comprenden la mayor parte del tope de la Formación. Son gradadas, con marcas de corriente débilmente desarrolladas, comúnmente tienen bases con pebbles, y representan una deposición de corrientes de turbidez de alta densidad en secuencias T_{abc}.

Turbiditas de lodolitas y lodolitas limosas, silíceas cizalladas, de color gris oscuro y de estratos delgados expuestas en [7440-99034] en las cercanías de Guayrapungu, arrojaron una fauna probable de radiolarios del Eoceno Temprano (Egüez, 1986). Se cree que estas rocas son un inlier de la Formación Apagua desplazado a lo largo de una falla regional que se extiende en dirección norte-sur.

3.11.4 Formación Rumi Cruz (E_{Rc})

3.11.4.1 Distribución: Esta Formación está mejor expuesta al sur del pueblo de Apagua, donde forma una cresta en dirección norte-sur de más de 4000 m de altura.

3.11.4.2 Edad: No hay evidencia directa de edad, pero se infiere una edad de Eoceno Tardío porque la Rumi Cruz está estratigráficamente por encima de la Formación Unacota de edad Eoceno Medio.

3.11.4.3 Facies: La Formación Rumi Cruz está compuesta enteramente por conglomerados y brechas de grano muy grueso, y areniscas de grano grueso (Lámina 4b). Los fragmentos de madera fósil son comunes. Los conglomerados son masivos y de estratos muy gruesos, y los estratos tienen una forma de 'hoja' lateralmente extensa y no canalizada. La interpretación de fotografías aéreas muestra que los estratos individuales se extienden por cientos de metros. Son tanto soportadas por clastos como por matriz, con clastos muy bien redondeados de hasta 15 cm de diámetro. Las brechas son masivas y matriz-soportadas en toda su extensión. Se presentan ciclos de aumento de grano en los estratos medianos de areniscas dentro de los conglomerados-brechas. Al menos una secuencia delgada (hasta 3 m) de limolitas rojas está presente dentro de la secuencia de conglomerado-brecha en el área tipo, pero más al sur (entre Guaranda y Pallatanga) estas secuencias de capas rojas son más extensas.

3.11.5 Ambientes de deposición y origen del Grupo Angamarca

El Grupo Angamarca es una secuencia de relleno de cuenca que muestra un aumento de grano hacia arriba, con una progradación desde un abanico submarino hasta un abanico de delta. La interpretación de la Formación Apagua es relativamente directa, con sus asociaciones de facies de turbiditas de grano fino a grueso siendo típicas de las partes inferior y media de los abanicos submarinos de aguas profundas. En contraste, la interpretación de la Formación Rumi Cruz es más complicada. El alto grado de redondez de los clastos dentro de la secuencia es una clara evidencia de que el material es reciclado, y un origen fluvial parece ser el más probable. Los conglomerados son comunes en las secuencias de abanicos submarinos y normalmente se interpretan como rellenos de canales de cañones submarinos o canales distributarios. Sin embargo, dichos depósitos de relleno de canales tienen geometría de canal y suelen tener una extensión lateral muy limitada, en marcado contraste con los conglomerados de Rumi Cruz. También es poco probable que los conglomerados de Rumi Cruz sean depósitos de canales distributarios re-depositados, ya que los conglomerados forman una secuencia extremadamente potente. De manera similar, no hay evidencia definitiva de los conglomerados de Rumi Cruz que indique un ambiente fluvial de deposición. No se ha reconocido imbricación de clastos en las extensas exposiciones, y su naturaleza de matriz-soportada sugiere deposición por mecanismos de flujo en masa en lugar de por agentes fluviales. La presencia de ciclos de aumento de grano en las areniscas dentro de los conglomerados no es una evidencia definitiva de un ambiente fluvial, ya que tales ciclos también son reportados en secuencias de canales distributarios submarinos (por ejemplo, Reading, 1986).

No obstante, la naturaleza de lámina y la gran extensión lateral de los estratos de conglomerado, la presencia de secuencias de capas rojas delgadas hacia la parte superior de la Formación Rumi Cruz, y la presencia de abundantes fragmentos de madera indican una gran influencia terrestre en las partes más altas de la Formación. Un abanico de delta (la extensión marina de una secuencia de abanico aluvial/fluvial) parece ser el ambiente de deposición más probable para la Rumi Cruz, con material clástico maduro derivado de un traspaís dominado fluvialmente siendo re-depositado (posiblemente por mecanismos de flujo en masa) como láminas extensas lateralmente en aguas relativamente someras. Las secuencias de capas rojas pueden representar deposición terrestre durante períodos de breve emergencia.

La Formación Unacota es un intervalo de caliza marina dentro de la secuencia de abanico turbidítico siliciclástico. La presencia de montículos de estromatolitos *in situ* indica una profundidad de aguas <200 m (la zona fótica). Por lo tanto, las calizas representan una significativa somerización de la cuenca de deposición, con el desarrollo de montículos de arrecifes de tipo Waulsortian, y una posible emergencia temporal. La presencia de calizas de la misma edad en las cuencas terciarias del Oriente y la Cuenca Progreso sugiere un nivel marino bajo global-eustático en el Eoceno Temprano a Medio.

Las areniscas de la Formación Apagua son típicamente feldespáticas, contienen poca moscovita y biotita, y prácticamente ningún mineral máfico. Los conglomerados son polimícticos, pero de composición generalmente uniforme, conteniendo abundante cuarzo metamórfico blanco de probable origen metamórfico, chert negro, raros granitoides moscovíticos y algunos clastos metasedimentarios (?). La fuente de las enormes cantidades de cuarzo y chert es problemática, pero sin duda estos materiales fueron sometidos a un prolongado transporte/erosión antes de su incorporación en los conglomerados de Rumi Cruz. La presencia de raros granitoides y clastos metasedimentarios indica un evento magmático previo a la Rumi Cruz en el área de origen.

La continuidad y similitud petrográfica de las partes más bajas y más altas de la Formación Apagua y de las areniscas dentro de la Formación Rumi Cruz sugieren que el Grupo Angamarca representa un evento sedimentario de deposición aparentemente continuo, interrumpido por la deposición desde una fuente volcánica andesítica discreta (Formación Pilaló) y la deposición de caliza en respuesta a un bajo eustático regional o global (Formación Unacota).

3.12 Grupo Zumbagua (M_Z)

3.12.1 Distribución

Se da el nombre Grupo Zumbagua a la secuencia de rocas volcanosedimentarias representadas en el Mapa Geológico Nacional a escala 1:1000000 (1993) como ‘Volcánicos Pisayambo’. Toma su nombre del pueblo de Zumbagua [734-9894] a lo largo de la carretera principal entre La Maná y Pujilí. Está restringido al sureste del área del mapa, donde cubre gran parte de las hojas 1:100000 de Latacunga y Sigchos, y está ausente del área al noreste de la falla Toachi-Toacazo. La exposición es generalmente buena, especialmente a lo largo de la carretera Zumbagua a Pujilí y en el alto páramo al sureste de Sigchos y al noroeste de Pujilí.

La secuencia se superpone discordantemente sobre la Formación Apagua, y el contacto discordante puede verse justo al oeste del pueblo de Zumbagua en [7328-98940]. La parte superior de la secuencia no es visible, pero se encuentra una potencia de al menos 1500 m en el área al sureste de Sigchos.

3.12.2 Edad

La edad precisa del Grupo Zumbagua en el área actual era desconocida hasta este estudio. Se obtuvieron cinco edades por el método de trazas de fisión de zircón (Steinmann, 1997; véase la Tabla 2) de muestras de areniscas mal clasificadas y de grano grueso y de las matrices de brechas matriz-soportadas. Los errores relativamente altos son el resultado de poblaciones pequeñas de zircón y/o bajos contenidos de uranio. Sin embargo, los datos indican que el Grupo Zumbagua es de edad Mioceno Medio a Tardío o más joven.

El Grupo Zumbagua está intruido por varios plutones de microtonalita, siendo el más grande el situado inmediatamente al sur de Zumbagua (expuesto en, por ejemplo, [734-9893]); esta intrusión contiene un probable colgante de techo de rocas del Grupo Zumbagua. Se obtuvo una edad de 6.27 ± 0.17 Ma (Mioceno tardío) mediante el análisis de separación mineral K-Ar de la microtonalita en Zumbagua (localidad RH-351, [7338-99941]). En resumen, la evidencia de edad indica que el Grupo Zumbagua es de edad Mioceno Medio a Tardío.

Tabla 2. Edades por trazas de fisión de zircón del Grupo Zumbagua. La confianza se clasifica en una escala de 1 a 5, con 2 indicando buena calidad y buena confianza en la edad, 3 indicando una edad aceptable y 4 indicando baja confianza. Datos de Steinmann (1997).

Muestra	Coordenadas	Edad (Ma)	Confianza
RH-60	7331-98938	15.5 ± 1.2	2
RH-67	7351-98994	8.4 ± 1.2	3
RH-76	7430-99070	15.3 ± 1.9	3
RH-99	7432-99143	10.9 ± 0.9	3
RH-342	7414-99184	14.5 ± 2.7	4

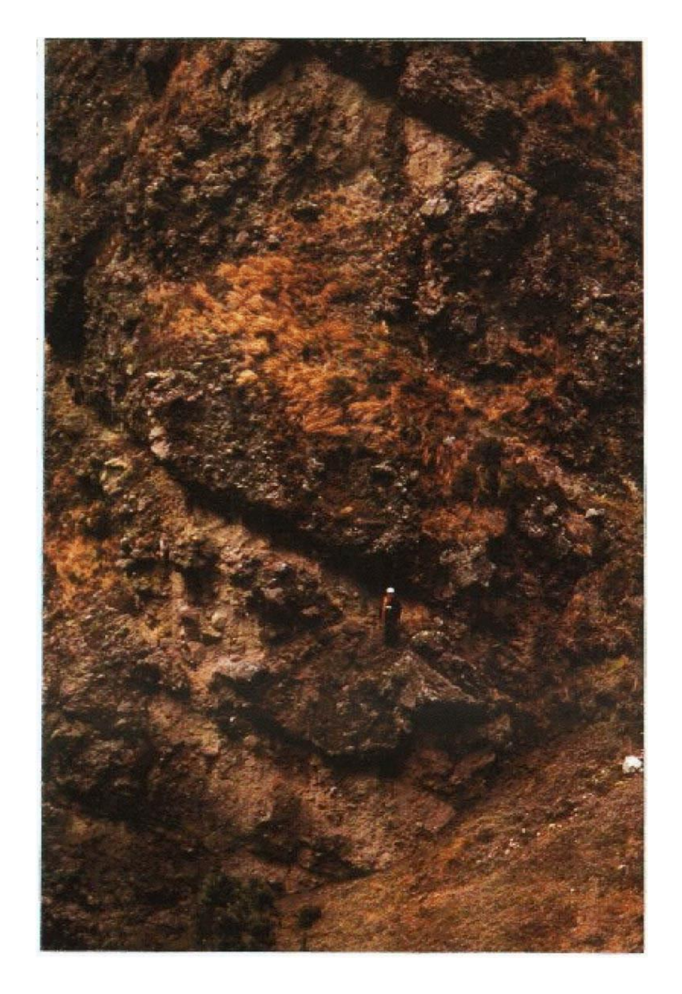


Lámina 5a. Debritas de estratos muy gruesos y masivos. Grupo Zumbagua, Michaca [7371-98903]

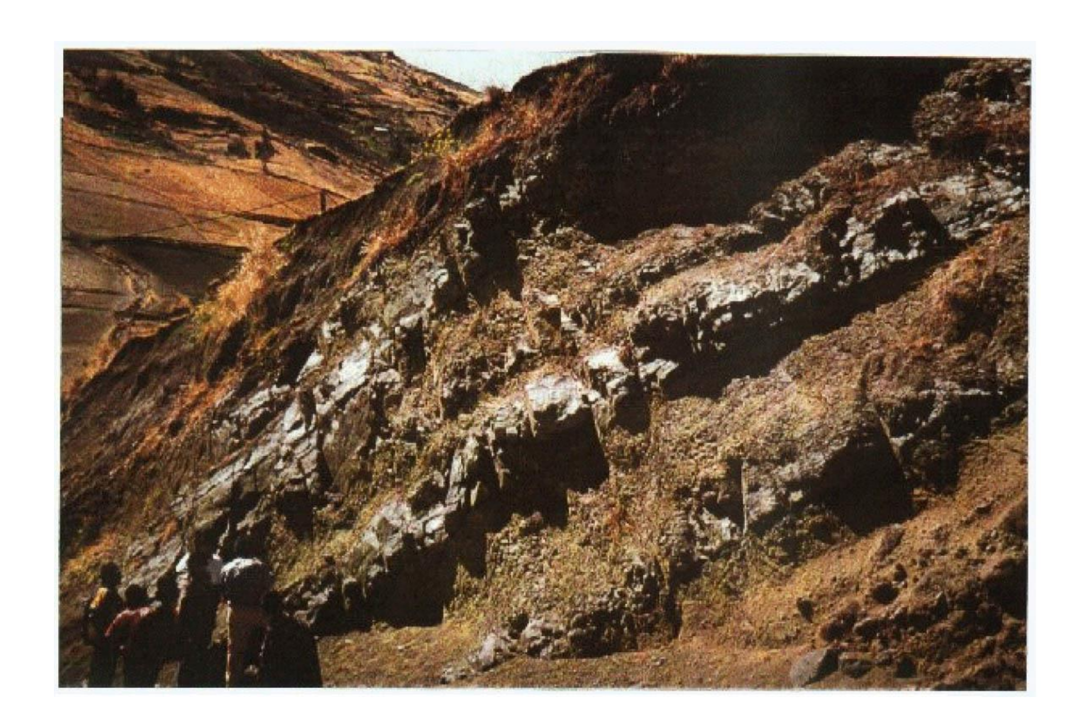


Lámina 5b. Posibles turbiditas lacustres fino-granulares, de estratos finos a gruesos, con conglomerados fluviales? Grupo Zumbagua, Tigua [7394-98948]

3.12.3 Facies

Las rocas del Grupo Zumbagua son predominantemente areniscas de grano muy grueso y muy mal clasificadas, y brechas de debritas sin clasificar y soportadas por matriz, en estratos de hasta varios metros de grosor. Las areniscas son tobáceas (ver más abajo), pero su mala clasificación sugiere que han sido extensamente re-trabajadas, y no se han reconocido tobas primarias por caída aérea. Las brechas son típicamente masivas y caóticas, conteniendo clastos que varían en tamaño desde unos pocos milímetros hasta metros de diámetro (ver Lámina 5a). Las unidades más gruesas forman características topográficas conspicuas y mapeables en el páramo al sureste de Sigchos (por ejemplo, en Cerro Guingopana [743-9914]), donde las brechas de debritas están presentes en unidades (posiblemente amalgamadas) de al menos 15 m de grosor. Estas brechas son producto de procesos de flujo en masa: su población exclusivamente de clastos ígneos y la naturaleza euhédrica de los cristales en la matriz sugieren que pueden ser lahares. También están presentes conglomerados que contienen cobbles y bloques bien redondeados (por ejemplo, [7394-98948] a lo largo de la carretera Zumbagua a Pujilí). Estos conglomerados están débilmente imbricados y probablemente representan deposición fluvial: las areniscas intercaladas, fino-granulares, bien clasificadas, ricas en cuarzo y feldespato con estructuras de carga en la base pueden ser turbiditas lacustres (ver Lámina 5b).

Las areniscas son típicamente ricas en líticos y cristales, con abundante cuarzo, plagioclasa euhédrica (comúnmente zonada) y feldespato potásico, anfíbol y rara biotita (ver, por ejemplo, secciones delgadas RH-45, 47, 54, 55, 60, 73). El material lítico dentro de las areniscas, brechas y conglomerados es casi exclusivamente ígneo, de composición andesítica, dacítica y riolítica (ver, por ejemplo, secciones delgadas RH-109a, b, c, d y e). Se observan foliaciones de soldadura dentro de algunos clastos, indicando una probable fuente volcánica subaérea. Los fragmentos de madera son muy comunes dentro de las debritas, y se puede ver un tronco de árbol de 2 m de longitud dentro de un estrato masivo de debritas en [7362-98946], entre Zumbagua y Tigua (Lámina 6a). Se encontró un tronco de árbol silicificado en la Quebrada Macas Grande, La Victoria [755-9904]; es posible que este tronco se haya conservado en una erupción de ignimbrita, aunque no se han visto ignimbritas *in situ*. Las areniscas mal clasificadas del Grupo Zumbagua en el área de La Victoria (por ejemplo, en Quebrada Picisi [7555-99985]) contienen clastos de rocas ultrabásicas derivados localmente de la Unidad Pujilí. Esto indica que las rocas de la Unidad Pujilí estaban expuestas durante aquellos tiempos.

3.12.4 Ambiente de deposición

La presencia de posibles horizontes fluviales y lacustres, la abundancia de material de madera y la ausencia de indicadores de deposición marina sugieren un ambiente de deposición terrestre para el Grupo Zumbagua, siendo el flujo en masa el principal proceso de deposición. Una parte sustancial de la secuencia puede consistir en lahares desencadenados volcánicamente, relativamente derivados localmente. La gran potencia de muchas de las unidades de brecha puede ser indicativo de confinamiento del flujo, lo que sugeriría una deposición en un entorno con una importante topografía preexistente, quizás un ambiente de cuenca intermontana, alimentado por una fuente volcánica subaérea de composición andesítica a riolítica.

3.13 Depósitos cuaternarios

3.13.1 Depósitos volcánicos cuaternarios, indiferenciados (Q_V)

Hay al menos siete centros volcánicos cuaternarios en el área, algunos de los cuales se sabe que han tenido más de una fuente. De sur a norte, estos son Quilotoa (activo), los Illinizas, Cerro Almas Santas, Cerro Corazón, Cerro Minasguilca Chico, Cerro Atacazo y Pichincha (activo). Otros dos volcanes activos, Pululahua y el majestuoso estratovolcán cubierto de nieve Cotopaxi, se encuentran a pocos kilómetros de los límites norte y este del área. Los productos enormemente complejos de estos centros volcánicos, que comprenden tobas, cenizas, flujos piroclásticos, lahares y lavas, son muy extensos en la mitad oriental del área. No han sido mapeados ni estudiados sistemáticamente en detalle durante el presente estudio, pero un excelente resumen de la actividad holocena de la mayoría de estos centros volcánicos lo proporciona Hall y Mothes (1994, y referencias allí contenidas). Excepto por los depósitos extensos y espectaculares de flujos piroclásticos del Quilotoa y los Illinizas (ver Lámina 6b) en las áreas entre Zumbagua, Sigchos y Toacazo, que fueron identificados y mapeados a partir de fotografías aéreas, los límites de los depósitos volcánicos cuaternarios se han tomado de fuentes publicadas existentes, principalmente las hojas geológicas de Latacunga, Machachi y Quito a escala 1:100000.

Según las edades isotópicas publicadas, se piensa que estas rocas son de edad Cuaternario. Sin embargo, es posible que la actividad de algunos de los centros más antiguos haya comenzado en el Plioceno. Egüez (1986), por ejemplo, describe los depósitos del Cerro Almas Santas como de edad Plioceno y Cuaternario, pero la evidencia en la que se basa esta interpretación no es conocida.

3.13.2 Depósitos de terrazas cuaternarias (Q_T)

Extensos depósitos de terrazas cuaternarias cubren las rocas de basamento Cretácico-Terciarias en dos áreas principales dentro de la cordillera. Los límites de las terrazas se han mapeado a partir de fotografías aéreas, y sus depósitos no han sido estudiados en detalle. Sin embargo, a partir de una inspección preliminar de un gran número de exposiciones en varias áreas diferentes, está claro que una proporción sustancial consiste en lahares derivados de los centros volcánicos cuaternarios a lo largo del margen occidental del graben interandino; el resto es en su mayor parte de origen fluvial. Siguiendo la hoja geológica de Nono a escala 1:50000, el nombre Unidad San Tadeo se ha aplicado ampliamente a estos depósitos. Los depósitos de terrazas cuaternarias de la llanura costera pueden contener una menor proporción de material de lahar. La extensión y las fuentes probables de los principales depósitos de terrazas se describen brevemente a continuación.

En el área actual, la secuencia de terraza más meridional dentro de la cordillera se encuentra entre los ríos Toachi y Sarapullo, al sur de la carretera Alóag-Santo Domingo (ver hoja Manuel Cornejo Astorga a escala 1:50000). A partir de los restos de terraza disectados que se encuentran a lo largo del curso del Río Toachi hacia Santo Domingo, está claro que la extensión anterior de las terrazas era mucho mayor. En su punto más amplio, la terraza principal tiene unos 10 km de ancho, y la potencia máxima de la secuencia es de al menos 300 m, posiblemente hasta el doble de esta cifra. A partir de la geometría de los depósitos de terraza, está claro que fueron alimentados por un sistema fluvial cuyo curso se encontraba aproximadamente a lo largo del moderno Río Sarapullo alrededor de [746-9940] al sur del pueblo de Tandapi. Los volcanes extintos de Cerro Corazón, los Illinizas y posiblemente Cerro Almas Santas habrían suministrado material al sistema de terrazas en forma de lahares. (Dado que la edad de la actividad más temprana de estos volcanes no se conoce con certeza, es posible que las partes más antiguas de las terrazas sean de edad Plioceno Tardío).

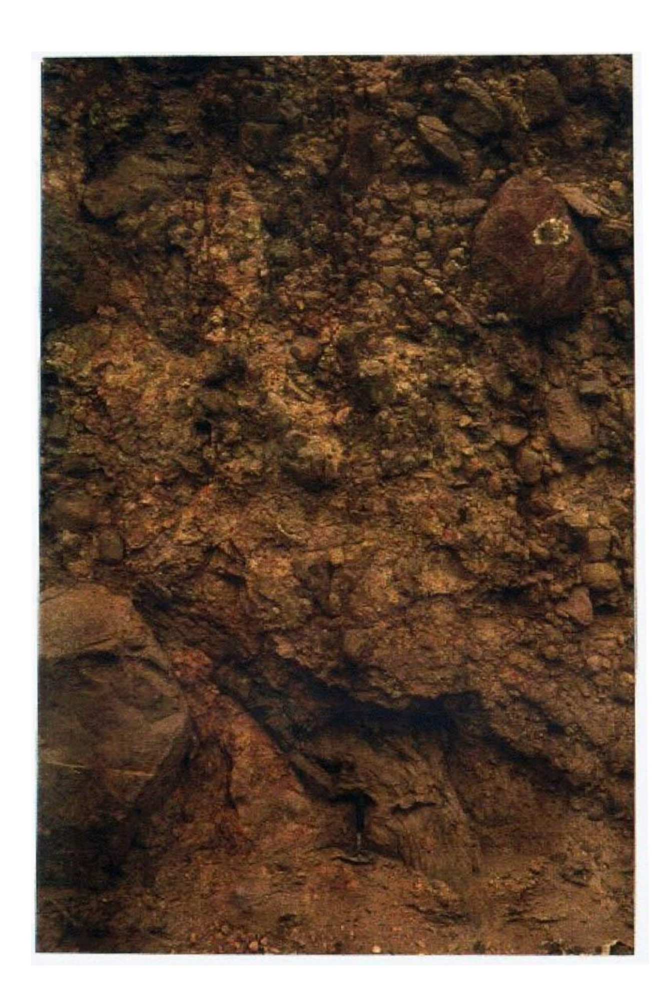


Lámina 6a. Tronco de árbol carbonizado (inmediatamente arriba del martillo) dentro de debritas y conglomerados masivos. Grupo Zumbagua, Zumbagua [7358-98938]

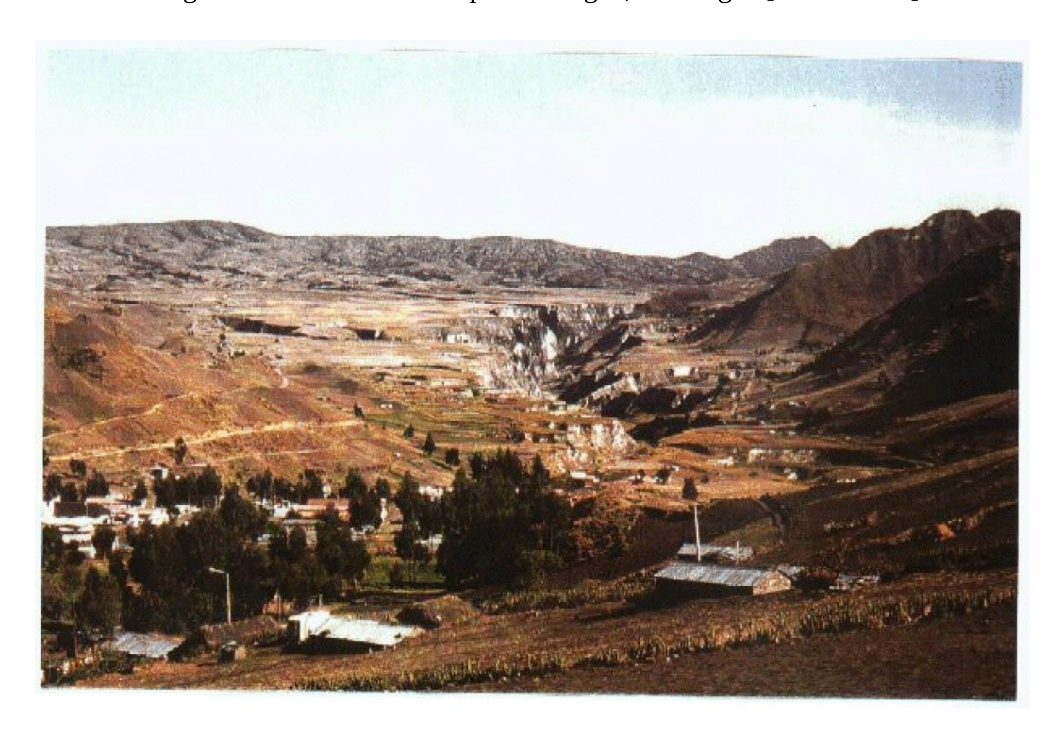


Lámina 6b. Ignimbritas cuaternarias del volcán Quilotoa rellenando la topografía del valle al norte de Zumbagua [734-9894]. El borde de la caldera forma el horizonte distante.

Un sistema de terrazas igualmente extenso se encuentra más al norte, entre los valles de los ríos Cinto [750-9986] y Saloya al sur de Mindo. La potencia de estos depósitos de terraza podría ser de hasta 600 m. De manera similar, a partir de la geometría de las terrazas, está claro que fueron alimentadas por sistemas fluviales que seguían los cursos de los modernos ríos Saloya y Cinto. Las principales fuentes del material habrían sido, por lo tanto, los centros volcánicos del macizo del Pichincha y Cerro Atacazo.

Al oeste de Mindo, el sistema de terrazas Cinto-Saloya se amalgama con otro sistema cuyas principales fuentes de alimentación se encuentran al norte del área actual e incluyen el Río Guayllabamba, abastecido por los centros volcánicos cuaternarios Cotacachi, Cuicocha, Huanguillaro y Pilavo. A pocos kilómetros al noroeste de Mindo, donde los ríos Saloya y Mindo se unen para formar el Río Blanco, estos depósitos de terraza tienen al menos 400 m de potencia. Estos depósitos de terraza amalgamados al oeste y noroeste de Mindo son vastos: en el Mapa Geológico Nacional a escala 1:1000000 (1993) se dice que tienen hasta 1000 m de potencia.

3.13.3 Aluviones cuaternarios (Q_A)

Áreas pequeñas de aluvión han sido mapeadas a lo largo de los principales valles fluviales, como el del Río Toachi. En contraste con los depósitos de terraza cuaternarios, estos depósitos aluviales menores son productos de la deposición fluvial de los ríos modernos con los que están inmediatamente adyacentes.

El aluvión de origen probablemente marino es muy extenso a lo largo del límite occidental del área, pero en algunas zonas (por ejemplo, al norte de La Maná) se sabe que contiene horizontes de lahar (ver sección 4.1 para más detalles).

3.13.4 Coluvión cuaternario (Q_C)

El coluvión cubre la mayor parte de las pendientes empinadas en el área, especialmente las pendientes orientadas hacia el oeste, que experimentan lluvias muy intensas. Un depósito coluvial potente y mapeable llena el valle de La Esperanza entre aproximadamente 1300 m y 2700 m. Sus límites han sido mapeados a partir de fotografías aéreas, y no se ha estudiado en detalle. Sin embargo, parece que, a partir de una serie de deslizamientos y flujos de escombros resultantes ocurridos durante el tiempo del estudio, este depósito sigue acumulándose. La rápida y extensa deforestación en esta y otras áreas parece aumentar la frecuencia y el tamaño de los deslizamientos y la acumulación de rellenos coluviales en los valles.



Lámina 7a. Un stock de microtonalita miocénico forma el notable pico rocoso a la izquierda, mientras que más microtonalitas miocénicas forman las colinas escarpadas en la lejanía a la derecha. La ladera bien perfilada en la distancia media está compuesta por secuencias volcanosedimentarias del Grupo Zumbagua. Vista al suroeste desde Huaghaloma [741-9899]

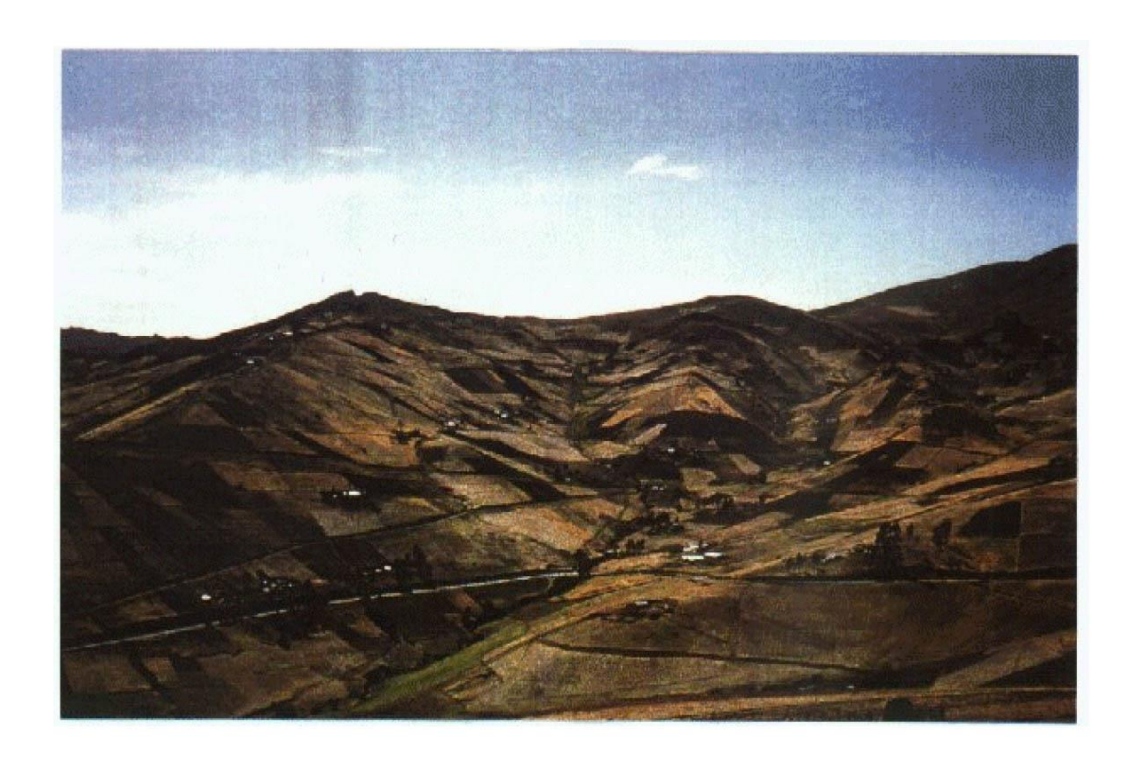


Lámina 7b. Pliegue anticlinal abierto suavemente del Grupo Zumbagua en Chinibacuchos; vista al sureste desde [7380-98948]. El eje anticlinal corre aproximadamente a lo largo del pequeño valle fluvial en el centro de la fotografía, y las características topográficas muestran buzamientos opuestos en los flancos del pliegue

4. ROCAS INTRUSIVAS

Existen tres grupos principales de rocas intrusivas en el área. En el oeste, principalmente dentro de la Unidad Macuchi, hay un conjunto de rocas granitoides de grano grueso tipo I (Ing. Pablo Duque, comunicación personal); en el sureste alrededor de Zumbagua y Tigua, hay un conjunto de microtonalitas porfíricas; y en el noroeste, principalmente dentro de la Unidad Mulaute, hay un conjunto de dioritas, de las cuales las dos más grandes están foliadas. Intrusiones menores diversas, que podrían estar relacionadas con el volcanismo pliocénico o más reciente, están presentes principalmente en la mitad oriental del área.

4.1 Granitoides tipo I

La mayoría de los plutones granitoides en el oeste del área están muy poco expuestos, y algunos solo se han identificado a través de evidencias de rodados en ríos. La presencia de cuatro grandes plutones representados en la hoja publicada de Valencia a escala 1:100000 no pudo ser confirmada durante el presente levantamiento. Un gran plutón de 'granito' se muestra en la Cordillera de Yungañan [710-9893] al este de La Maná, pero no se observaron bloques granitoides en los ríos Puembo Chico y San José que drenan la cordillera. Otro gran plutón de 'granito' se muestra dentro de la Cordillera Tilinche, pero de manera similar, no hay evidencia de bloques granitoides en los ríos Tilipulo [716-9902] y Munchipamba [719-9916] que drenan el área. También se muestran intrusiones granitoides en las cercanías de Estero Pope [795-9913] y el Río Tonglo [702-9916]. En estas dos últimas localidades, hay extensos depósitos de lahares que contienen lavas ácidas a intermedias de grano grueso, probablemente cuaternarias. Se cree que la presencia de cuerpos graníticos en estas localidades fue malinterpretada a partir de estos bloques de lava.

Petrográficamente, hay poca variación entre los principales plutones mapeados, que son generalmente granodioritas de grano grueso con hornblenda y biotita. Según la evidencia disponible, parece haber una variación considerable en la edad (ver Anexo 2). Los análisis K-Ar de separación mineral de hornblenda y biotita de la granodiorita del Río Quindigua [7196-99169] dieron edades de 13.31 ± 0.44 Ma y 14.80 ± 0.14 Ma respectivamente (Mioceno Medio). El análisis K-Ar de separación mineral de hornblenda de la granodiorita cercana del Río Hugshatambo [7106-99195] dio una edad de 38.09 ± 0.39 Ma (Eoceno Tardío). La granodiorita de Chaupicruz [7203-99973] dio una edad de trazas de fisión de zircón de 7.0 ± 0.3 Ma (Mioceno Tardío); Egüez (1986) publicó una edad K-Ar de roca total de 12.0 ± 0.6 Ma (Mioceno Medio a Tardío) para esta intrusión. Los datos geoquímicos de roca total para las intrusiones del Río Hugshatambo y del Río Quindigua se presentan en el Anexo 1.

4.2 Microtonalitas porfiríticas

Una serie de microtonalitas porfiríticas que contienen fenocristales de hornblenda y plagioclasa zonada está presente en el sureste del área y está bien expuesta alrededor de Zumbagua y Tigua (ver Lámina 7a), donde forma una serie de picos escarpados de hasta 4300 m de altura. El análisis K-Ar de separación mineral de hornblenda de la gran intrusión en Zumbagua [7338-98941] dio una edad de 6.27 ± 0.17 Ma (Mioceno Tardío).

4.3 Dioritas foliadas

En el noroeste, dentro de la Unidad Mulaute, están presentes al menos dos cuerpos de diorita foliada de grano grueso, muy poco expuestos. Uno se encuentra al sur de Cooperativa Mar de La Tranquilidad [por ej., 7340-99698] y tiene una forma aparentemente alargada en dirección norte-sur. El otro no ha sido encontrado en afloramientos, pero ocupa un área forestada al norte del Río Cocaniguas [733-9993]. Petrográficamente, la roca está compuesta predominantemente por agregados de cuarzo y anfíbol, que incluyen núcleos de hornblenda y crecimientos de actinolita que definen la foliación. La presencia de dos fases distintas de anfíbol y una foliación fuerte sugiere que los crecimientos de actinolita son secundarios y se produjeron por hidratación simultáneamente con el evento de deformación que generó la estructura. De forma alternativa, las intrusiones pueden ser sin-tectónicas, intruidas en una zona de cizalla activa. El análisis K-Ar de separación mineral de hornblenda de esta roca dio una edad de 48.28 ± 0.55 Ma. Se cree que esta edad representa la edad de la deformación.

4.4 Otras intrusiones

Se han reconocido al menos cuatro cuerpos adicionales de diorita entre Cooperativa Mar de La Tranquilidad y la carretera Alóag-Santo Domingo. Tres de estos están muy poco expuestos a lo largo de la antigua carretera Quito-Santo Domingo, pero el cuarto, la intrusión de La Esperie, dio una edad de roca total K-Ar de 38.6 ± 1.9 Ma (Eoceno Tardío; Egüez, 1986).

En el extremo sur del área, entre Pilaló y Zumbagua [por ej., 724-9893], se encuentra una microdiorita fuertemente porfirítica con fenocristales muy grandes de plagioclasa zonada. Un cuerpo mucho más pequeño de la misma roca está expuesto en el cercano Río Chilcas en [7280-98952]. Egüez (1986) describió esta roca como una ‘protointrusión’ relacionada con la Unidad Pilaló, y publicó una edad de roca total K-Ar de 24.7 ± 1.2 Ma (Oligoceno Tardío). No se cree que la microdiorita tenga una relación cercana con la Unidad Pilaló.

Andesitas basálticas de grano fino están expuestas en y alrededor del Río Potoa [7515-98938], al suroeste de Pujilí. Estas rocas han sido interpretadas como parte de la Unidad Macuchi (por ej., Egüez, 1986). Sin embargo, en comparación con las andesitas basálticas de la Unidad Macuchi, las andesitas basálticas de Pujilí tienen valores altos de TiO_2, K_2O, Ba, Rb, Sr, Zr, y hay poca similitud geoquímica entre ambas (ver Anexo 1). Por lo tanto, se interpretan como intrusiones localmente desarrolladas de andesita basáltica, no relacionadas con la Unidad Macuchi.

5. ESTRUCTURA

5.1 Fallas

Las fallas son un componente esencial de la interpretación estructural regional, pero rara vez están expuestas. Los indicadores cinemáticos observados en toda el área sugieren que ha ocurrido un cizallamiento dextral a lo largo de muchas de las fallas principales. La principal tendencia regional de las fallas es aproximadamente norte-sur, pero al norte del lineamiento del Río Cinto (ver sección 5.4) hay una desviación hacia el norte-noreste. Al norte del Río Pilatón, la Falla Toachi-Toacazo tiene una tendencia excepcional hacia el norte-noroeste. Fallas menores con una tendencia aproximadamente este-oeste se interpretan a partir de desplazamientos de las unidades Apagua, Unacota y Pallatanga en las áreas al norte de Sigchos, al este de Pilaló y al sur de Calacalí, respectivamente, pero las fallas de esta tendencia son de ocurrencia muy local.

Un complejo conjunto de fallas con una tendencia aproximadamente norte-sur marca el límite oriental de las secuencias cretácicas y terciarias de la cordillera y su contacto con los potentes depósitos volcánicos cuaternarios del graben interandino. La evidencia de campo para estas fallas es escasa, ya que en su mayor parte están ocultas bajo depósitos cuaternarios muy potentes, y sus interpretaciones se basan principalmente en consideraciones regionales. La más oriental de éstas es la falla de límite oriental de las secuencias cretácicas y terciarias de la Cordillera Occidental, que se interpreta como la extensión sur de la Falla Cauca-Patía de Colombia (ver, por ejemplo, Litherland y Aspden, 1992). Esta es una estructura de larga vida con una historia compleja, pero en el área actual su fase más reciente de actividad involucró principalmente un hundimiento hacia el este, lo que permitió la preservación de potentes depósitos cuaternarios en el graben interandino.

Al menos tres fallas ramificadas están asociadas con la principal falla de límite oriental en el área entre Pujilí y Saquisilí. Hay evidencia de la presencia de éstas en las quebradas que drenan hacia el este desde la cordillera, donde las turbiditas de la Unidad Yunguilla contienen abundante evidencia de deformación frágil en forma de vetas de cuarzo y calcita, fracturamiento intenso y estrechamente espaciado, y espejos de falla (por ej., en Quebrada Maca Grande [755-9904], Quebrada Quila [755-9906], Quebrada Pusuchisi [703-9907]).

Otro complejo conjunto de ramificaciones de fallas relacionadas con la principal falla de límite oriental se cree que está presente entre un punto al oeste de Alóag y el ecuador. Este conjunto de fallas se invoca para explicar la presencia dentro de la Unidad Yunguilla al oeste y al sur de Calacalí [por ej., 7707-00010] de un segmento de lavas basálticas almohadilladas y sedimentos relacionados de la Unidad Pallatanga, y la presencia dentro de la Unidad Yunguilla a lo largo de la carretera Quito-Chiriboga de los Peridotitas de San Juan.

Se cree que el inlier de la Unidad Pallatanga y la Formación Apagua en Guayrapungu [743-9902] indica la posición de una falla regional con tendencia norte-sur, la Falla Guayrapungu, que está oculta bajo el Grupo Zumbagua. Los indicadores cinemáticos dentro de la Formación Apagua en este punto [7434-99035] muestran movimiento dextral.

La Falla Toachi-Toacazo es una falla regional muy importante (ver sección 8 para la importancia regional) y es inusual por tener una tendencia hacia el noroeste. Está expuesta en el Río Pilatón en [7314-99649], donde consiste en una zona estrecha de deformación dúctil con varias ramificaciones constituyentes. En el Río Toachi en La Unión del Toachi [7283-99656], hay una zona de fallamiento que consta de al menos cinco bandas de cizalla, estrechamente espaciadas, algunas de las cuales presentan estructuras S-C dextrales. Se piensa que esta zona es una ramificación de la principal Falla Toachi-Toacazo, pero la continuidad litológica a través de la zona de falla sugiere que el desplazamiento es pequeño. La evidencia regional de la existencia de la Falla Toachi-Toacazo también es convincente. Las sucesiones en ambos lados de la falla son de facies y edades totalmente diferentes. En el lado suroeste de la falla, los componentes principales son la Unidad Macuchi y el Grupo Angamarca, de edad Paleoceno a Eoceno Tardío, y el Grupo Zumbagua de edad Mioceno. En el lado noreste de la falla, los principales componentes son las unidades Yunguilla, Silante, Pilatón y Mulaute, de probable edad Maastrichtiense (o más antigua) a Terciario temprano (la edad de la Unidad Mulaute no está probada).

El contacto entre la Unidad Silante y la Unidad Pilatón no está expuesto, pero se interpreta como una falla debido a las edades muy diferentes de las dos unidades (post-Maastrichtiense y Senoniense, respectivamente; ver secciones 3.5 y 3.8 para más detalles). De manera similar, el contacto entre las unidades Pilatón y Mulaute no está expuesto, pero se interpreta tentativamente como una falla. El contacto entre la Unidad Macuchi y el Grupo Angamarca tampoco está expuesto, pero se interpreta como una falla porque trunca los patrones de afloramiento de las varias unidades del Grupo Angamarca, y porque la secuencia Paleoceno a Eoceno Tardío en el lado oriental del contacto es más antigua que la secuencia? del Eoceno Inferior en el lado occidental.

5.2 La zona de cizalla del Río Mulaute

Al norte de la carretera Alóag-Santo Domingo, la Falla Toachi-Toacazo es el probable límite occidental de una zona de cizalla dextral, expuesta principalmente en los ríos Mulaute y Macas. No se sabe, debido a la mala exposición, si el límite oriental de la zona también es una falla. Esta zona de cizalla, con una tendencia aproximadamente norte-sur, tiene al menos 12 km de ancho, y la evidencia de cizalla se puede observar desde el norte de Dos Ríos en el este, donde una intrusión de diorita está fuertemente foliada [7340-99698], hasta el puente colgante sobre el Río Mulaute en Diez de Agosto [7224-99882] en el oeste.

La edad del evento de cizalla no está probada. Sin embargo, la intrusión de diorita mencionada anteriormente (y otra más al norte) contiene agregados de anfíbol que comprenden núcleos de hornblenda y crecimientos de actinolita (ver sección 4.3). El análisis K-Ar de una separación mineral de hornblenda de esta roca dio una edad de 48.28 ± 0.55 Ma (Eoceno Temprano a Medio). Esta edad es casi con certeza un reseteo, y probablemente representa la edad del evento de deformación.

La zona de cizalla consiste en una amplia área de desarrollo de clivaje penetrativo, dentro de la cual hay al menos dos zonas de deformación dúctil. El clivaje está extremadamente bien desarrollado en las lodolitas y limolitas de color gris oscuro de la Unidad Mulaute, por ejemplo, en Puerto Nuevo [7244-99881], Diez de Agosto [7224-99882] y en una cantera en el valle del Río Macas [7279-99956]. Normalmente tiene una tendencia aproximadamente norte-sur y presenta una inclinación moderada a pronunciada (45-80°) hacia el este y el oeste. Las lineaciones de estiramiento suavemente inclinadas (hasta 35°), indicativas de movimiento de rumbo, son comúnmente visibles en los planos S_1 (por ejemplo, en Puerto Nuevo y Diez de Agosto). Las zonas de deformación dúctil son visibles en el Río Mulaute en [7293-99799] (sección delgada RH-339) donde el sentido del movimiento es indeterminado, y en el Río Macas en [99261-7890] (sección delgada RH-325) y [7270-99925], donde las estructuras miloníticas S-C indican movimiento dextral. (Cabe señalar que las milonitas S-C dextrales también están presentes en la zona de falla en La Unión del Toachi [7278-99654]; se interpreta que esta zona de falla es una ramificación de la estructura principal de la Falla Toachi-Toacazo).

5.3 Pliegues

Los pliegues están presentes dentro de las unidades Silante y Pilatón en el lado noreste de la falla Toachi-Toacazo. Se observan anticlinales y sinclinales grandes y ajustados, con orientación norte-sur y planos axiales aparentemente verticales, dentro de la Unidad Silante a lo largo de la carretera Alóag-Santo Domingo entre Cerro Tatatambo [755-9951] y San Ignacio [749-9950], y a lo largo de la antigua carretera Quito-Santo Domingo al este de Guarumal [754-9969]. También se presentan pliegues menores y abiertos con orientación norte-sur dentro de la Unidad Pilatón a lo largo de la carretera Alóag-Santo Domingo, por ejemplo, en La Esperie [7273-99955]. No se ha observado desarrollo de clivaje alrededor de los pliegues dentro de las unidades Pilatón y Silante.

En el lado suroeste de la falla Toachi-Toacazo, la Unidad Macuchi y el Grupo Zumbagua están plegados. En el Grupo Zumbagua se encuentran sinclinales y anticlinales grandes, de tendencia aproximadamente norte-sur, con pliegues suaves a abiertos en el alto páramo entre Zumbagua, Pujilí y Sigchos (ver Lámina 7b), que son claramente visibles en las fotografías aéreas. En la Unidad Macuchi, se observan anticlinales y sinclinales grandes y pequeños, cerrados a apretados, de tendencia noreste-suroeste, que también son visibles en las fotografías aéreas, en la zona alrededor de Comuna Monte Nuevo [709-9940]. La tendencia noreste-suroeste de los ejes de estos pliegues es conspicuamente diferente de todos los demás ejes de pliegue conocidos en el área, y puede implicar un elemento de movimiento rotacional en la Falla Toachi-Toacazo.

La edad del plegamiento está poco definida. Aquel que afecta al Grupo Zumbagua es del Mioceno Tardío o más joven (ver sección 3.12.2 para evidencia de la edad del Grupo Zumbagua), pero es posible que el plegamiento que afecta a las unidades Macuchi, Silante y Pilatón sea más antiguo.

5.4 Lineamientos

Los foto-lineamientos, visibles en fotografías aéreas y/o imágenes Landsat, son comunes y están principalmente relacionados con características de estratificación. Un conjunto de lineamientos muy conspicuos relacionados con la estratificación, con tendencia noreste, está presente, por ejemplo, dentro de la Unidad Macuchi entre Santa María del Toachi [797-9929] y Cooperativa de Trabajadores Libres [714-9954].

Los extensos lineamientos que no están relacionados con la estratificación son poco comunes. El lineamiento Río Toachi, con tendencia norte-sur, forma una característica muy conspicua al sur del área de Sigchos, y su extensión sur es el Lineamiento Río Chimbo (McCourt et al., 1997). El lineamiento Río Toachi es probablemente una estructura neotectónica que reactiva una falla del basamento, y puede explicar la posición del volcán Quilotoa. Los lineamientos de los valles del Río Cinto [por ej., 7754-9980] en el lado sur del macizo del Pichincha y el Río Pilatón entre La Esperie [739-9961] y San Ignacio [749-9950] se consideran fracturas neotectónicas (Iglesias et al., 1992), pero no hay evidencia de campo obvia de fracturación o desplazamiento.

6. MINERALIZACIÓN

En comparación con otras partes de la Cordillera Occidental, hay relativamente poca actividad minera y mineralización conocida entre 0°00' y 1°00'S. El oro aluvial se extrae actualmente en Estero Hondo [796-9893] por Odin Mining International Inc. en La Maná. Se sabe que hay más de una fuente primaria de oro en esta área, y que una de estas fuentes es un producto de la mineralización en skarn (Dr. Mike Potter, comunicación personal). En Estero Daule [7090-99045], ubicado unos 17 km al noreste de Estero Hondo, hay una operación artesanal de bateo de oro a pequeña escala, donde las pequeñas terrazas fluviales contienen oro detrítico que puede tener origen en skarn.

En el momento de la investigación, había una considerable actividad exploratoria, incluyendo un extenso programa de perforación en la mina Macuchi [716-9997], un sitio donde la producción de oro, plata y cobre ha ocurrido de manera intermitente desde la década de 1940. Según los geólogos del sitio, hay al menos tres cuerpos mineralizados alineados norte-sur, con una inclinación pronunciada, en los cuales se dice que la intensidad de la mineralización aumenta con la profundidad. Parece que la mineralización está alojada casi en su totalidad en rocas sedimentarias. En algunos estratos de brecha, solo los clastos están mineralizados, lo que sugiere procesos de mineralización muy tempranos. El ensamble de facies presente en Macuchi (y posiblemente en La Plata) sugiere fuertemente mineralización exhalativa submarina. En las inmediaciones de la mina Macuchi se encuentran exposiciones de lavas almohadilladas andesíticas e intrusiones de alto nivel, brechas de debritas, hialoclastitas y areniscas turbidíticas volcanoclásticas. Facies similares están presentes en numerosos otros sitios dentro del área de afloramiento de la Unidad Macuchi.

La mina La Plata [7292-99567] al norte de San Francisco de Las Pampas, donde se ha trabajado cobre, zinc, plomo y oro, está ahora abandonada. La mina se encuentra en un área de muy mala exposición, y el tipo de mineralización es poco entendida, aunque Egüez (1986) interpreta el depósito como tipo 'Kuroko'. En el área de los trabajos inactivos hay exposiciones de intrusivos dioríticos con pirita diseminada y en vetas, calcopirita y esfalerita.

Además de estos sitios de mineralización económica importante, Paladines y Rosero (1996) informan sobre mineralización en las siguientes localidades dentro del área actual: Isinliví (Ag), Palmar (3 km al este de Macuchi, Au), Pilaló (Au), Sigchos (Ag, Cu), Tenefuerte (Au), Zarapullo (Ag), Río Pilatón (Au) y Mindo (Au). Durante las actividades de la investigación, recibimos informes verbales sobre oro aluvial en localidades no especificadas en el área de Nono, al noroeste de Quito, y en el Río Victoria aguas arriba de la Comuna Monte Nuevo [711-9942]. Esta información indica que, aunque la mineralización es más abundante dentro de la Unidad Macuchi, no se limita a esa unidad.

7. MINERALES NO-METÁLICOS

Los minerales no metálicos se extraen en toda el área, pero únicamente para satisfacer la demanda local. De los numerosos trabajos, los siguientes son los más importantes. La caliza (dentro de la Unidad Macuchi, ver sección 3.9.3.3) se extrae localmente en Tenefuerte, al este de La Maná, y se utiliza para la fabricación de cemento y, según se dice, como piedra ornamental. La Formación Unacota (sección 3.11.2) fue anteriormente explotada por Cementos Cotopaxi en Cerro Unacota, pero estas canteras están actualmente inactivas. Las arenas y gravas aluviales del Río Toachi y del Río San Pablo se extraen en las áreas de Santo Domingo y La Maná, respectivamente, para satisfacer las demandas de la industria local de la construcción. Las cenizas cuaternarias se extraen alrededor de Pujilí y Saquisilí para la fabricación de ladrillos y cerámicas.

8. MODELO GEODINÁMICO

Muchos aspectos importantes del modelo presentado a continuación dependen de la interpretación del área poco conocida de la Cordillera Occidental entre 0° y la frontera Ecuador-Colombia. Esta área está programada para ser estudiada en 1997-1999, y los hallazgos del estudio pueden exigir una modificación del modelo.

Las consideraciones regionales sugieren que pueden estar presentes dos ‘terrenos’ dentro del área actual, separados por la Falla Toachi-Toacazo (ver sección 5.1 para más detalles). Al noreste de la falla, la secuencia consiste principalmente en las unidades Yunguilla, Silante, Pilatón y Mulaute, de edad probable Maastrichtiense (o más antigua) y post-Maastrichtiense. Al suroeste de la falla, la secuencia está formada por la Unidad Macuchi y el Grupo Angamarca, ambos de edad del Paleoceno Medio o más jóvenes. Los indicadores cinemáticos a lo largo de la estructura de la falla sugieren un régimen de cizallamiento dextral.

Se sugiere que la extensión sur de la estructura de la Falla Toachi-Toacazo es el sistema de fallas, con tendencia norte-sur, Pallatanga, que en Pallatanga cambia de dirección hacia el suroeste y sale de la cordillera, entrando en el Océano Pacífico al sur del Golfo de Guayaquil, en la región de la Falla Jambelí. La extensión norte de la Falla Toachi-Toacazo aún es desconocida. Por lo tanto, considerando la cordillera en su conjunto, parece que las rocas de Macuchi y el Grupo Angamarca están restringidas al oeste del sistema de fallas Toachi-Pallatanga.

Si el modelo es correcto, ¿cuándo fueron acrecionados los terrenos? Hay muy poca evidencia directa sobre la edad de la acreción del terreno más antiguo. Aspden et al. (1992) propusieron que el reajuste generalizado de las edades isotópicas en la Cordillera Real de Ecuador a 85-65 Ma fue causado por el levantamiento resultante de las primeras etapas de la acreción de la Cordillera Occidental. Esto está respaldado por la evidencia de la deposición de facies sedimentarias muy diferentes en tiempos del Maastrichtiense en ambos lados de la Cordillera Real, con turbiditas marinas de la Unidad Yunguilla al oeste y las capas rojas de la Formación Tena al este, lo que implica la emergencia de la proto-cordillera antes o durante el Maastrichtiense (Baldock y Longo, 1982).

En el área actual, la Unidad Silante es una secuencia muy potente de depósitos terrestres autóctonos (ver sección 3.8 para detalles) que debe haberse depositado sobre la corteza acrecionada de la Cordillera Occidental. Lamentablemente, su edad está poco determinada, pero al noroeste de Quito, sobreyace (con posible no-secuencia) a las turbiditas marinas maastrichtienses de la Unidad Yunguilla; su edad solo puede decirse con certeza como post-Maastrichtiense (ver secciones 3.7 y 3.8). El cambio en el ambiente de deposición en el contacto Yunguilla-Silante refleja claramente un evento importante de levantamiento regional.

Asumiendo que la Unidad Silante es efectivamente autóctona, entonces el evento de acreción en la cordillera se completó durante (o en el pre-) Maastrichtiense. El evento de levantamiento regional que afectó a la Unidad Yunguilla quizás estuvo directamente relacionado con este evento de acreción. La Unidad Pallatanga y las Peridotitas de San Juan se interpretan como fragmentos oceánicos, acrecionados en tiempos del Maastrichtiense o anteriores, durante el mismo evento que produjo la Unidad Pujilí. Las unidades volcanosedimentarias Mulaute y Pilatón, probablemente senonianas y más jóvenes, se depositaron sobre la misma corteza oceánica y fueron acrecionadas durante el mismo evento. Se cree que la Unidad Yunguilla es el sistema de turbiditas marinas que se desarrolló en la región del antearco, derivado de la Cordillera Real. Esta interpretación está respaldada por la petrografía de las areniscas de Yunguilla, que contienen aportes metamórficos y otros aportes volcánicos subaéreos frescos (ver sección 3.7.3).

La edad probable de acreción del terreno más joven ('Macuchi-Apagua') está mejor determinada. La Unidad Macuchi y el Grupo Angamarca, de edad desde el Paleoceno Temprano-Medio hasta el Eoceno Tardío (ver secciones 3.9 y 3.11 para detalles), se encuentran generalmente con un buzamiento moderado a pronunciado y están cubiertas de manera discordante por el Grupo Zumbagua, de edad Mioceno, que buza suavemente (ver sección 3.12 para detalles). Esta evidencia indica un evento tectónico mayor en tiempos post-Eoceno Tardío a pre-Mioceno. Además, la Unidad Macuchi está intruida por numerosos plutones granitoides de tipo I, el más antiguo de los cuales (del Río Hugshatambo, Pucayacu – ver sección 4.1 para detalles) tiene una edad K-Ar de hornblenda de 38.09 ± 0.39 Ma. Esta evidencia sugiere que la acreción de la secuencia de arco insular de la Unidad Macuchi y la secuencia sedimentaria de antearco o cuenca marginal del Grupo Angamarca había tenido lugar para el Eoceno más Tardío. La edad K-Ar de hornblenda reseteada de 48 Ma de una intrusión de diorita foliada en la zona de cizalla del Río Mulaute (ver secciones 5.1 y 5.2) podría indicar que las primeras etapas de este evento de acreción comenzaron en el Eoceno Medio o anterior.

Los dos eventos de acreción fueron seguidos, durante el Mioceno, por la probable deposición en una cuenca intermontana, proveniente de una fuente volcánica andesítica, del Grupo Zumbagua.

En resumen, la secuencia probable de eventos comenzó con la acreción de las unidades Pallatanga, San Juan, Pujilí, Pilatón y Mulaute aproximadamente en tiempos del Maastrichtiense. Este evento de acreción produjo el levantamiento del margen continental y sus depósitos de abanico turbidítico periférico (Unidad Yunguilla), creando un ambiente continental en el que un arco volcánico andesítico suministró material a la Unidad Silante. La Unidad Macuchi y el Grupo Angamarca representan secuencias sedimentarias de arco insular y cuenca marginal o antearco, probablemente acrecionadas en tiempos del Eoceno Tardío a lo largo de la Falla Toachi-Toacazo en un régimen de cizallamiento dextral. Durante el Mioceno, el alóctono acrecionado de la cordillera fue el sitio de un extenso volcanismo andesítico, cuyos productos en el área actual son las rocas volcanosedimentarias del Grupo Zumbagua.

9. AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Ing. Pablo Dicindio y al Ing. Gonzalo Medina de la Compañía Minera Gribipe S.A. por su ayuda y cooperación en la mina Macuchi, y por poner a disposición del proyecto datos de núcleos y geoquímicos. Es un placer agradecer a los Drs. Arturo Egüez y Minard Hall de la Escuela Politécnica Nacional, Quito, por compartir sus datos e ideas. La experiencia micropaleontológica del Dr. Ian Wilkinson del BGS Keyworth fue invaluable y se agradece profundamente. Richard Hughes agradece a sus colegas británicos, especialmente al Dr. Bill McCourt, por las estimulantes discusiones y el intercambio de muchas ideas sobre la geología regional de las Cordilleras Occidentales de Ecuador y Colombia. Agradecimientos especiales al Señor Guido Villagrán (ver Lámina 5a), conductor, mecánico, machetero, muestreador, cortador de árboles y constructor de balsas, quien con gran humor mantuvo una colección de vehículos inadecuados durante gran parte de la campaña de campo. Sus habilidades prácticas hicieron posible la navegación del Río Mulaute, un viaje de inmenso valor para la comprensión de la geología regional de la Cordillera.

10. BIBLIOGRAFÍA

AGUIRRE L. and ATHERTON M. P. (1987) Low grade metamorphism and geotectonic setting of the Macuchi Formation, Western Cordillera of Ecuador. *Journal of Metamorphic Geology,* **5**, 473-494.

ASPDEN J. A., BONILLA W. and DUQUE P. (1992) New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences, 6, 77-96.*

ASPDEN J. A., BONILLA W. and DUQUE P. (1995) The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits. *Overseas Geology and Mineral Resources,* No. 67, 63 pp.

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la Explicación del Mapa Geológico (1:1000000) de la República del Ecuador. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos. Quito, 54 pp.

BALDOCK J. W. and R. LONGO (1982) Mapa Geológico Nacional de la República del Ecuador. MRNE-IGS. Quito.

BRISTOW C. R. (1981) An annotated bibliography of Ecuadorian geology. *Overseas Geology and Mineral Resources, Institute of Geological Sciences,* No. 58, 38 pp.

BRISTOW C. R. and HOFFSTETTER R. (1977) *Lexique Stratigraphique International.* (2nd Edition). Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

BRUET F. (1987) Los xenolitos en las lavas de los volcanes de Quito, República del Ecuador. Politécnica, Quito, XII, No. 2, 113-128.

CEREZO E., EGÜEZ A., SERRANO C. and F. VILLALBA (1979) Rocas básicas y ultrabásica de la Región de Saloya. Escuela Politécnica Nacional, Facultad de Geología, Minería y Petróleo. Unpublished report.

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1976) Mapa geológico del Ecuador, Machachi, Hoja 66 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1978) Mapa geológico del Ecuador, Valencia, Hoja 47 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1979) Mapa geológico del Ecuador, Las Delicias, Hoja 46 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1979) Mapa geológico del Ecuador, Quito, Hoja 65 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1979) Mapa geológico del Ecuador, Latacunga, Hoja 67 (1:100000). (Quito).

ECHEVERRÍA M. (1977) Geología del cuerpo calcáreo de Unacota, Pilaló-Cotopaxi. Tesis ingeniero, Escuela Politécnica Nacional, Quito (inédito), 123 p.

EGÜEZ A. (1986) Evolution Cénozoïque de la Cordillère Occidental Septentrionale d'Equateur (0°15'S o 1°10'S). Les mineralisation associées. Unpublished Ph. D. thésis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 116p.

EGÜEZ A. y BOURGOIS J. (1986) La Formación Apagua, edad y posición estructural en la Cordillera Occidental del Ecuador. Memoria Cuarto Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleos, **Tomo 1**, 161-178. Quito.

FAUCHER B., JOYES R., MAGNE F., GRANJA V. J., GRANJA B. J. C., CASTRO R. y GUEVARA G. (1968) Informe geológico sobre las posibilidades petroleras de las provincias costeras de la República del Ecuador. Institute Français du Pétrole. (Servicio Nacional de Geología y Minas; Quito).

FAUCHER B., VERNET R., BIZON G., BIZON J. J., GREKOFF N., LYS M. and SIGAL J. (1971) Sedimentary formations in Ecuador. A stratigraphic and micropaleontological Survey. (Bureau d'etudes industrielles et de cooperation del Institut Français du Petrole (BEICIP)). Paris.

FAUCHER B. and SAVOYAT E. (1973) Esquema Geológico de los Andes Ecuatorianos. *Revue de géographie et de Géologie Dynamique (2),* **XV Fase 1-2**, 115-142. Paris.

FEININGER T. (1977) Simple Bouguer gravity anomaly map of Ecuador (1:1000000). Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

FEININGER T. (1978) Geologic map of the western part of the El Oro Province (1:50000). Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

FEININGER T. and BRISTOW C. R. (1980) Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. *Geologische Rundschau,* Vol. 69, 849-874.

GANSSER A. (1973) Facts and theories on the Andes. Journal of the Geological Society of London, Vol. 129, 93-131.

GOOSSENS P. J. (1972) Los Yacimientos e indicios minerales metálicos y no metálicos de la República del Ecuador. Depto. de Geología, Universidad de Guayaquil, Ecuador.

GOOSSENS P. J. and ROSE W. I. (1973) Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador. *Bulleting Geological Society of America*. **84**, 1043-1052.

HALL M. L. and MOTHES P. A. (1994) Tefroestratigrafía holocénica de los volcanes principales del valle interandino, Ecuador. P. 47-68. *In* El Contexto Geológico del Espacio Físico Ecuatoriano (ed. R. Marocco). Colegio de Geógrafos del Ecuador, Quito-Ecuador, 113 p.

HENDERSON W. G. (1977) Geology of the Cordillera Occidental of Northern Ecuador. Internal report IGS/DGGM Quito 79p.

HENDERSON W. G. (1979) Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 136, 367-378.

HENDERSON W. G. (1981) The Volcanic Macuchi Formation, Andes of Northern Ecuador. *Newsl. Stratigr.,* **9**, 157-168.

IGLESIAS R., EGÜEZ A. and PÉREZ V. H. (1992) Mapa Sismotectónico del Ecuador. Consejo de Seguridad Nacional, Dirección Nacional de Defensa Civil, Quito, Ecuador.

INEMIN (1986) Hoja geológica de Santo Domingo (45), escala 1:100000, Quito.

IRVINE T. N. and BARAGAR W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *American Journal of Earth Sciences,* **8**, 523-548.

the mineral exploration in the Bolívar area, Republic of Ecuador, Phase III, CODIGEM, Quito.

JUTEAU T., MEGARD F., RAHARISON L. and WHITECHURCH H. (1977) Les assemblages ophiolitiques de l’occident equatorien : nature pétrographique et position structurale. *Bulletin Societe Geologique de France,* **19**, 1127-1132.

KENNERLEY J. B. (1980) Outline of the geology of Ecuador. Institute of Geological Sciences. *Overseas Geology and Mineral Resources,* No. 55, 20 pp.

KEHRER W. and VAN DER KAADEN G. (1979) Notes on the geology of Ecuador, with special reference to the Western Cordillera. *Geol. Jahrbuch,* **35**, 5-57.

LE MAITRE R. W. (1989) A Classification of Igneous Rocks and glossary of terms. Blackwell. London.

LEBRAT M. (1985) Caractérisation géochimique du volcanisme anté-orogénique de l’Occident Equatorien : implications géodynamiques. Unpubl. Ph. D. Thesis. Centre Geologique et Geophysique de Montpellier. 119p.

LEBRAT M., MEGARD F., JUTEAU T. and CALLE J. (1985) Pre-orogenic volcanic assemblage and structure in the Western Cordillera of Ecuador, between 1°40’S and 2°20’S. *Geologische Rundschau,* **74**, 343-351.

LEBRAT M., MEGARD F., DUPUY C. and DOSTAL J. (1987) Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Bulletin of the Geological Society of America,* **99**, 569-578.

LITHERLAND M. and ASPDEN J. A. (1992) Terrane-boundary reactivation: a control on the evolution of the Northern Andes. *Journal of South American Earth Sciences,* **5**, 71-76.

LITHERLAND M., ZAMORA A. and A. EGÜEZ (1993a) National Geological Map of Ecuador, Scale 1:1000000 (Keyworth, Nottingham: British Geological Survey and Quito: CODIGEM).

LITHERLAND M., ZAMORA A. and A. EGÜEZ (1993b) National Metallogenic Map of Ecuador, Scale 1:1000000 (Keyworth, Nottingham: British Geological Survey and Quito: CODIGEM).

LITHERLAND M., ASPDEN J. A. and JEMIELITA R. A. (1994) The metamorphic belts of Ecuador. Overseas Memoir 11. Keyworth: British Geological Survey.

LONSDALE P. (1978) Ecuadorian Subduction System. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists,* **62**, 2454-2477.

McCOURT W. J., ASPDEN J. A. and BROOK M. (1984) New geological and geochronological data from the Colombian Andes: Continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society of London,* **141**, 831-845.

McCOURT W. J., DUQUE P. and PILATASIG L. (1997) Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica. Report No. 3. Geology of the Western Cordillera of Ecuador between 1°00'S and 2°00'S.

MESCHEDE M. (1986) A Method of discriminating different types of mid-ocean ridge basalt and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Cem. Geol., **56**, 207-218.

MEGARD F. and LEBRAT M. (1987) Los terrenos exóticos del occidente Ecuatoriano y sus relaciones con Sudamérica. Coloquio Ecuador 86, Quito, *Casa Cultura*, **240**, 161-172.

OLSSON A. A. (1942) Tertiary deposits of north-western South America and Panamá. *Proceedings of the American Scientific Congress.* Washington, 231-287.

PALADINES A. and ROSERO G. (1996) Zonificación mineralógica del Ecuador. Quito.

PEARCE J. A. (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, **25**, 41-77.

PEARCE J. A. and NORRY M. J. (1979) Petrogenic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**, 33-47.

REA D. K. and MALFAIT B. T. (1974) Geologic evolution of the Northern Nazca Plate. *Geology*, **2**, 317-320.

READING H. G. (1986) Sedimentary Environments and facies. (2nd Edition). Blackwell Scientific Publication, London, 615 p.

SANTOS M. and RAMÍREZ F. (1986) La Formación Apagua, una nueva unidad eocénica en la Cordillera Occidental ecuatoriana. *Memorias Cuarto Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleos*, **Tomo 1**, 179-189.

SAUER W. (1957) *El mapa geológico del Ecuador. Memoria explicativa.* (Universidad Central; Quito).

SAUER W. (1965) *Geología del Ecuador.* Edit. Ministerio de Educación Pública. Quito, 383 p. (Quito).

SAVOYAT E., VERNET R., SIGAL J., MOSQUERA C., GRANJA J. and GUEVARA G. (1970) Formaciones sedimentarias de la Sierra tectónica andina en el Ecuador. Informe Instituto Francés del Petróleo y Servicio Nacional de Geología y Minería, Quito.

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA (1969) Mapa geológico de la República del Ecuador. (1:1000000). (Quito).

SHERVAIS J. W. (1982) Ti vs. V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, **59**, 101-118.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. Informe Instituto Francés del Petróleo y Servicio Nacional de Geología y Minería, Quito.

SILLITOE R. H. (1974) Tectonic segmentation of the Andes: implication for magmatism and metallogeny. Nature, London, Vol. 250.

STEINMANN M. (1977) Fission-track age determinations on Zircons. Consultants Report, GIMP mapping project Ecuador, Geological Institute **ETH,** Zürich, Switzerland, 59p.

THALMANN H. E. (1946) Micropalaeontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **30**, 337-347.

TSCHOPP H. J. (1948) Geologische Skizze von Ekuador. *Bull. Assoc. Suisse Géol. Ing. Pét.*, Vol. 15, 14-45.

TSCHOPP H. J. (1953) Oil explorations in the Oriente of Ecuador. 1938-1950. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists,* Vol. 37, 2303-2347.

VAN THOURNOUT F. (1991) Stratigraphy, magmatism and tectonism in the Ecuadorian Northwestern Cordillera: metallogenic and geodynamic implications. Unpublished PhD. Thesis Katholieke Universiteit Leuven.

VAN THOURNOUT F., HERTOGEN J. and QUEVEDO L. (1992) Allochthonous terranes in northern Ecuador. *In:* Andean Geodynamics, Special Volume, *Tectonophysics*, **205**, 205-222.

WALLRABE-ADAMS H. J. (1991) Petrology and Geotectonic development of the Western Ecuadorian Andes: the Basic Igneous Complex. *Tectonophysics*, **185**, 163-182.

WHYMPER E. (1892) Travels amongst the Great Andes of The Equator. (London: Murray).

WILKINSON I. P. (1997) Foraminifera from a suite of samples from Ecuador. Technical Report WH/97/85R, Biostratigraphy and Sedimentology Research Group BGS Nottingham UK.

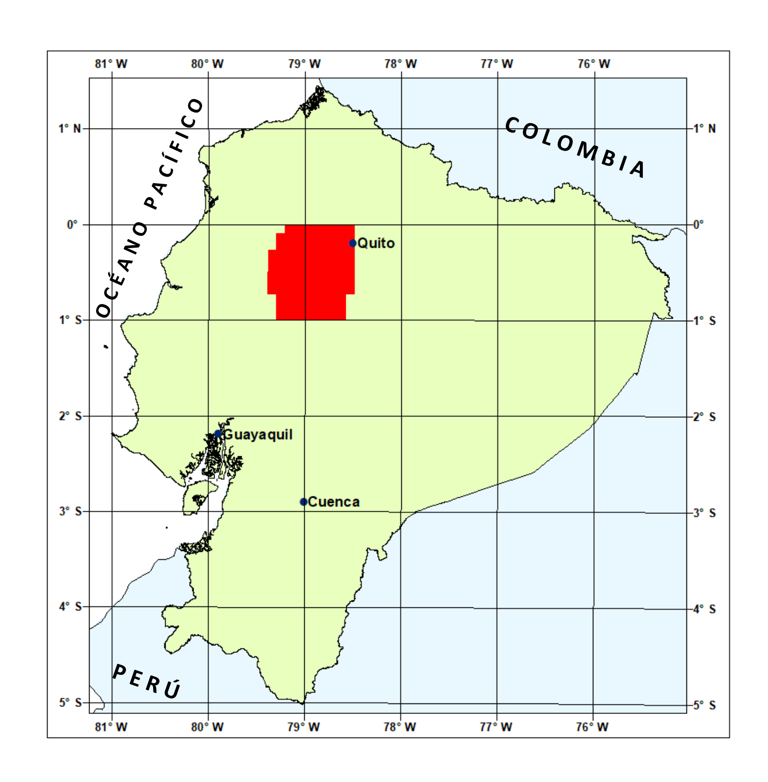
WOOD D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonic magmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Scientific Letters*, **50**, 11-30.

WOLF T. (1892) Geografía y Geología del Ecuador. Brockhaus, Leipzig.

ANEXO 1 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR
ENTRE 0°00' Y 1°00'S

DATOS GEOQUÍMICOS



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 4)

QUITO, 1997

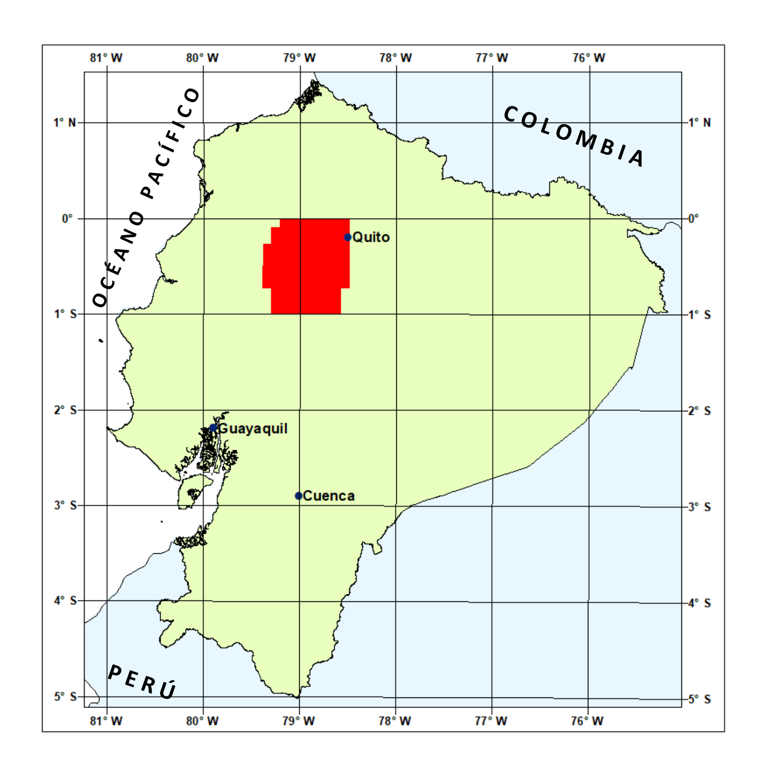
MUESTRA	RH-5	RH-122A	RH-122B	RH-130A	RH-258A	RH-258B	RH-258C	RH-274	RH-276	RH-278B
UTMX	7164	7171	7171	7305	7096	7096	7096	6886	7200	7249
UTMY	99024	99675	99675	99657	99432	99432	99432	99314	99685	99654
UNIT	Macuchi	Macuchi	Macuchi	Macuchi	Macuchi	Macuchi	Macuchi	Macuchi	Macuchi	Macuchi
UBICACIÓN	Macuchi	Río Toachi	Río Toachi	Río Pilatón	Monte Nuevo	Monte Nuevo	Monte Nuevo	Patricia Pilar	Río Toachi	Río Toachi
SiO_2	60.17	61.90	59.61	62.77	57.13	56.13	57.26	53.87	48.97	48.74
TiO_2	0.48	0.47	0.39	0.87	0.59	0.57	0.63	0.66	0.67	0.74
Al_2O_3	11.76	11.59	12.26	14.85	15.96	15.22	15.42	15.75	15.57	17.73
Fe_2O_3	6.38	7.46	7.42	7.51	6.96	6.95	8.16	9.53	8.31	7.91
MnO	0.20	0.20	0.24	0.17	0.17	0.17	0.21	0.17	0.20	0.17
MgO	2.50	3.67	5.30	3.75	4.58	5.41	6.24	3.78	7.05	8.45
CaO	11.47	8.23	9.48	1.86	6.32	6.42	5.47	7.91	9.99	9.00
Na_2O	3.60	4.26	4.01	4.39	3.47	4.32	3.31	2.75	3.79	2.38
K_2O	0.11	0.05	0.10	1.08	1.64	0.50	1.03	0.67	0.08	1.32
P_2O_5	0.12	0.10	0.12	0.24	0.18	0.19	0.19	0.10	0.12	0.14
LOI	3.37	1.73	1.02	2.70	2.63	3.98	2.28	4.47	4.91	3.38
Total	**100.16**	**99.66**	**99.95**	**100.19**	**99.63**	**99.86**	**100.20**	**99.66**	**99.66**	**99.96**
Ba	50	25	36	591	313	108	200	455	53	119
Ce	16	0	9	12	0	12	16	15	8	15
Co	21	34	32	18	22	26	28	38	37	38
Cr	17	19	31	17	49	35	85	27	286	213
Cs	1	0	1	1	1	0	0	0	1	0
Hf	0	6	4	0	0	0	8	4	6	6
La	0	6	0	15	10	5	13	7	0	8
Nb	4	3	2	3	2	3	3	2	2	3
Nd	11	5	5	18	12	7	13	13	3	11
Ni	11	11	14	5	19	23	40	21	200	132
Rb	0	0	0	8	26	8	15	29	0	43
Sc	28	37	28	25	30	25	27	32	34	34
Sm	15	7	0	7	7	2	6	11	5	5
Sr	97	86	131	121	156	94	157	397	138	322
Ta	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Th	2	1	2	2	1	3	2	1	1	2
U	2	2	0	3	3	2	2	1	3	0
V	199	232	189	127	233	225	260	261	232	217
Y	15	12	12	36	20	17	20	20	18	19
Zr	43	33	26	107	53	40	54	53	54	71

MUESTRA	RH-279B	RH-280B	RH-282B	RH-297	RH-299	RH-84	RH-343	RH-344	RH-351
UTMX	7261	7277	7219	7313	7219	7515	7196	7106	7338
UTMY	99655	99653	99650	99439	99428	98938	99169	99195	99941
UNIT	Macuchi	Macuchi	Macuchi	Macuchi	Macuchi	-	-	-	-
UBICACIÓN	Río Toachi	Río Toachi	Río Toachi	Río Toachi	Río Toachi	Pujilí	Río Quindigua	Hugshatambo	Zumbagua
SiO_2	51.14	54.65	52.52	52.69	62.58	56.33	66.07	51.86	64.38
TiO_2	0.69	0.52	0.63	0.73	0.80	0.87	0.48	0.76	0.52
Al_2O_3	15.42	14.34	15.96	16.65	13.19	17.74	15.67	17.67	17.13
Fe_2O_3	8.46	7.28	8.07	12.10	9.18	6.53	4.67	9.61	5.13
MnO	0.16	0.19	0.15	0.13	0.09	0.07	0.09	0.19	0.08
MgO	11.00	10.29	7.60	4.54	6.19	2.44	1.93	5.38	2.32
CaO	7.42	5.26	8.40	5.89	1.08	7.73	4.52	10.74	5.06
Na_2O	1.90	3.12	3.63	3.94	2.77	3.07	3.81	2.18	3.95
K_2O	0.50	0.04	0.15	0.07	0.75	1.47	2.12	0.63	1.17
P_2O_5	0.12	0.09	0.09	0.41	0.20	0.23	0.12	0.14	0.15
LOI	2.98	4.14	2.77	2.38	3.54	3.60	0.29	0.46	0.27
Total	**99.79**	**99.92**	**99.97**	**99.53**	**100.37**	**100.08**	**99.77**	**99.62**	**100.16**
Ba	73	59	64	66	570	426	430	139	451
Ce	0	11	9	19	0	20	12	21	0
Co	41	36	37	51	26	23	12	29	11
Cr	374	374	235	339	14	79	20	30	23
Cs	0	0	1	0	0	0	0	0	0
Hf	4	0	7	14	6	0	3	6	6
La	6	0	0	13	10	15	15	0	11
Nb	3	1	3	2	3	7	5	4	2
Nd	10	7	5	12	13	16	16	14	12
Ni	243	176	149	78	7	37	13	17	10
Rb	8	0	3	0	6	33	44	8	18
Sc	39	34	32	40	28	21	15	36	13
Sm	0	17	12	0	2	0	2	10	18
Sr	231	51	105	161	60	586	290	420	540
Ta	0	0	0	0	3	0	0	0	0
Th	2	1	1	1	1	1	1	1	1
U	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	217	210	203	274	253	225	101	271	116
Y	20	16	16	44	22	12	17	21	9
Zr	49	42	53	55	62	108	128	60	82

ANEXO 2 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR
ENTRE 0°00’ Y 1°00’S

GEOCRONOLOGÍA



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 4)

QUITO, 1997

Tabla 1. Geocronología. Métodos K-Ar y trazas de fisión

Muestra #	Carta topográfica	UTMX	UTMY	Método	Edad (Ma)
RH-60	Pilaló	7331	98938	Trazas de fisión (zircón)	15.5 ± 1.2
RH-67	Pilaló	7351	98994	Trazas de fisión (zircón)	8.4 ± 1.2
RH-76	Pilaló	7430	99070	Trazas de fisión (zircón)	15.3 ± 1.9
RH-98	Sigchos	7425	99143	Trazas de fisión (zircón)	No datable
RH-99	Sigchos	7432	99143	Trazas de fisión (zircón)	10.9 ± 0.9
RH-150	Alluriquín	7340	99698	K-Ar (hornblenda)	48.28 ± 0.55
RH-188	Calacalí	7615	00029	Trazas de fisión (zircón)	16.8 ± 0.8
RH-270	La Maná	7203	99973	Trazas de fisión (zircón)	7.0 ± 0.3
RH-342	Sigchos	7414	99184	Trazas de fisión (zircón)	14.5 ± 2.7
RH-343	Pucayacu	7196	99169	K-Ar (biotita)	14.80 ± 0.14
RH-343	Pucayacu	7196	99169	K-Ar (hornblenda)	13.31 ± 0.44
RH-344	Pilaló	7106	99195	K-Ar (hornblenda)	38.09 ± 0.39
RH-351	Pilaló	7339	99942	K-Ar (hornblenda)	6.27 ± 0.71

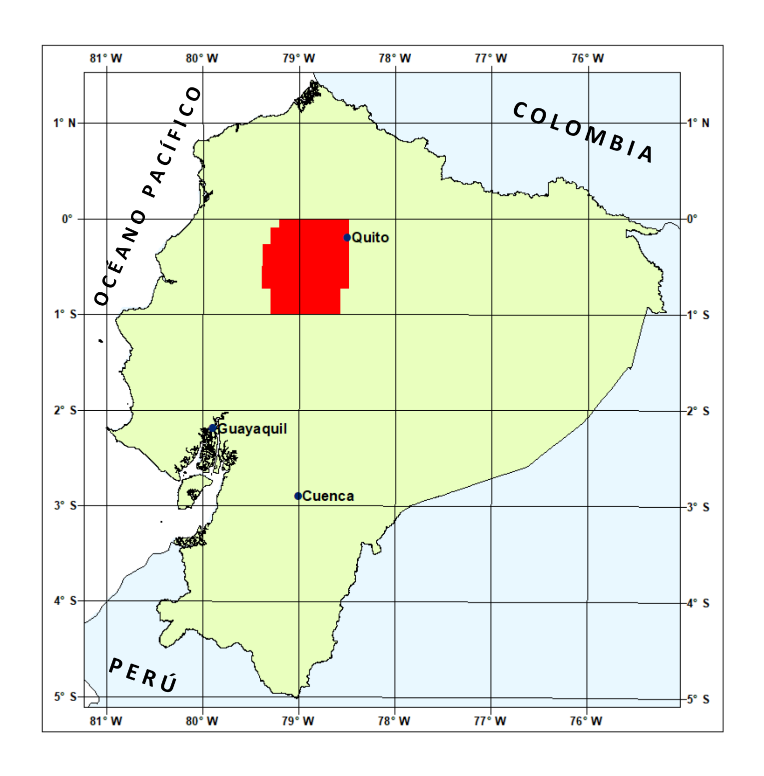
ANEXO 3 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL

DEL ECUADOR

ENTRE 0°00’ Y 1°00’S

FÓSILES



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 4)

QUITO, 1997

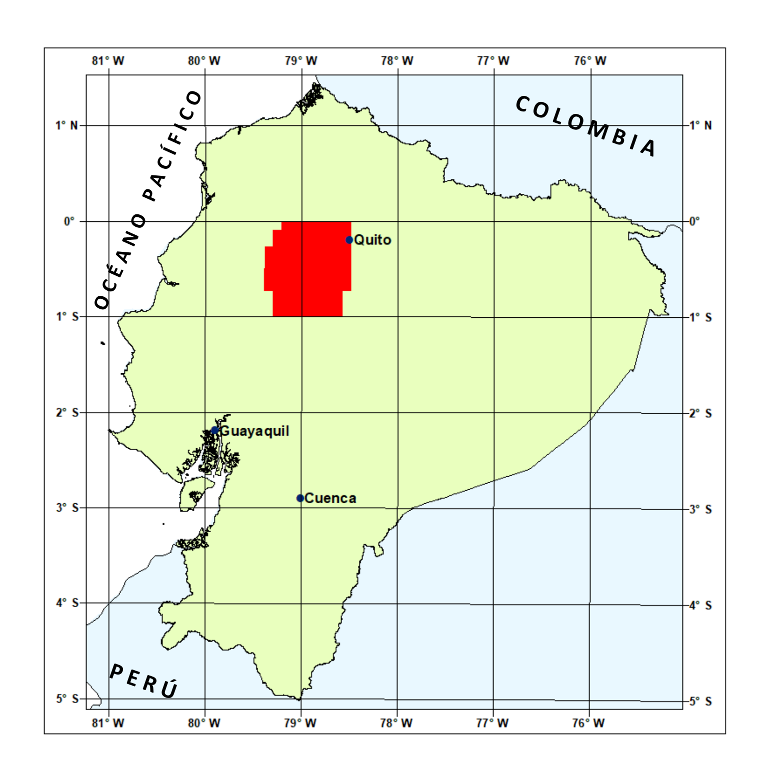
Tabla 1. Muestras micropaleontológicas

Muestra	Carta	UTMX	UTMY	Resultados
RH-60	Pilaló	7331	98938	Sin fósiles
RH-69	Pilaló	7395	98949	Sin fósiles
RH-91	Pilaló	7183	99028	Sin fósiles
RH-109A	Sigchos	7376	99248	Sin fósiles
RH-109B	Sigchos	7376	99348	Sin fósiles
RH-110	Sigchos	7404	99252	Sin fósiles
RH-191	Calacalí	7646	00036	Sin fósiles
RH-256	Alluriquín	7270	99796	Sin fósiles
RH-283A	Alluriquín	7281	99655	Sin fósiles
RH-286	Jatunloma	7272	99382	Sin fósiles
RH-291	Jatunloma	7316	99303	Sin fósiles
RH-304	Jatunloma	7234	99441	Sin fósiles
RH-310	Latacunga	7557	99006	Sin fósiles
RH-312	Latacunga	7567	99051	Sin fósiles
RH-314	Latacunga	7560	99071	Foraminíferos del Paleoceno Temprano a Medio
RH-315	Latacunga	7556	99071	Sin fósiles
RH-316	Latacunga	7558	99062	Sin fósiles
RH-333	Mindo	7279	99956	Sin fósiles
RH-341	Cristobal Colón	7224	99882	Sin fósiles

ANEXO 4 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR
ENTRE 0°00' Y 1°00'S

PETROGRAFÍA



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 4)

QUITO, 1997

Muestra	UTMX	UTMY	Carta topográfica	Tipo de roca	Descripción
RH-3	7142	99024	La Maná	Brecha	Brecha volcanoclástica de grano fino con abundantes litoclastos de basalto/andesita vesicular
RH-4	7152	99020	La Maná	Diabasa	Plagioclasa fírica, diabasa cloritizada
RH-6C	7164	99020	La Maná	Brecha	Brechas cristalinas/líticas mal sorteadas con clastos de fragmentos vesiculares de basalto/andesita que contienen piroxeno euhedral y plagioclasa
RH-6K	7164	99022	La Maná	Brecha	Brechas cristalinas/líticas mal sorteadas con clastos de fragmentos vesiculares de basalto/andesita que contienen piroxeno euhedral y plagioclasa
RH-6N	7164	99022	La Maná	Brecha	Brechas cristalinas/líticas de grano fino con clastos de andesita vesicular plagioclasa-fírica, algunos fuertemente porfíricos con anfíboles euhedrales
RH-6P	7164	99020	La Maná	Diabasa	Diabasa con piroxeno
RH-10	7222	98959	La Maná	Granodiorita	Granodiorita con cuarzo, plagioclasa (algo de microclina) y biotita
RH-11	7227	98958	Pilaló	Arenisca	Arenisca cuarzo-lítica de grano fino. Cuarzo muy bien clasificado, pero muy anguloso. Ausencia de máficos, todos los líticos son de arenisca de grano muy fino.
RH-12B & C	7232	98961	Pilaló	Arenisca	Arenisca cuarzo-lítica mal clasificada. Sin máficos. Líticos de material ígneo de grano fino. Cuarzo abundante, plagioclasa común.
RH-13	7239	98952	Pilaló	Andesita	Andesita pertítica megaporfírica con fenocristales de plagioclasa zonada.
RH-23A	7311	98924	Pilaló	Arenisca	Arenisca cuarzo-lítica de grano grueso, mal clasificada. Sin máficos. Líticos de material ígneo de grano fino y rara arenisca
RH-24	7311	98899	Pilaló	Arenisca	Arenisca cuarzosa, con escasa plagioclasa y biotita. Metamorfismo térmico de bajo grado evidente por la recristalización de la matriz.
RH-25	7140	99205	Pucayacu	Andesita basáltica	Andesita basáltica, con escaso ortopiroxeno
RH-27	7123	99215	Pucayacu	Andesita	Andesita porfídica con fenocristales de plagioclasa y microclina, con augita y piroxeno muy alterados.
RH-29	7184	99234	Pucayacu	Granodiorita	Granodiorita con cuarzo, plagioclasa, microclina y biotita
RH-31	6970	98904	La Maná	Diabasa	Diabasa con fenocristales de plagioclasa en matriz de cuarzo y plagioclasa de grano fino; algo de ortopiroxeno.
RH-34	7093	99412	Sta. María del Toachi	Arenisca	Arenisca volcanoclástica moderadamente bien clasificada, cristalina-lítica, con abundantes litoclastos vesiculares andesíticos.
RH-35	6873	99409	Patricia Pilar	Arenisca	Arenisca lítica de grano grueso, pobremente clasificada, con clastos principalmente de andesita vesicular
RH-36B	7058	99051	La Maná	Arenisca	Arenisca bien clasificada, rica en cuarzo y plagioclasa
RH-37	7144	99020	La Maná	Brecha	Brecha pobremente clasificada con clastos de andesita vesicular y andesita plagioclasa-fírica. Matriz de grano fino de cuarzo, plagioclasa y clastos
RH-38	7117	99601	San Vicente de Aquepi	Granodiorita	Granodiorita de grano grueso, con plagioclasa, microclina, cuarzo y clorita
RH-40	7270	98957	Pilaló	Arenisca	Arenisca lítica pobremente clasificada, con clastos principalmente ígneos de andesita de grano fino? andesita
RH-41	7341	98935	Pilaló	Microtonalita	Microtonalita porfídica con grandes fenocristales de plagioclasa zonada y hornblenda
RH-45	7362	98946	Pilaló	Arenisca	Arenisca feldespática (plagioclasa) pobremente clasificada, con anfíboles euhedrales y clastos líticos de andesita fírica de grano fino.
RH-47	7368	98947	Pilaló	Arenisca	Arenisca rica en cristales, con abundante plagioclasa euhedral y hornblenda, soportada en matriz de grano muy fino de cuarzo y feldespato K
RH-52	7317	98956	Pilaló	Microtonalita	Microtonalita con pequeños fenocristales de plagioclasa zonada y hornblenda en matriz de cuarzo/plagioclasa
RH-54	7295	98973	Pilaló	Brecha	Brecha rica en cristales (plagioclasa y piroxeno poco frecuente) y lítica. Los clastos líticos son andesíticos. Matriz de cuarzo y feldespato de grano fino.
RH-55	7286	98984	Pilaló	Arenisca/brecha	Arenisca/brecha tobácea lítica cristalina (plagioclasa). Líticos de feldespato fírico, material ígneo de grano fino
RH-60	7331	98938	Pilaló	Arenisca	Arenisca tobácea rica en cristales - sin líticos. Cristales de plagioclasa, microclina, cuarzo y hornblenda en matriz de cuarzo y feldespato.
RH-61	7334	98912	Pilaló	Tonalita	Tonalita con fenocristales euhedrales de hornblenda y plagioclasa (esta última zonada) en matriz de cuarzo-plagioclasa
RH-65	7284	98012	Pilaló	Microtonalita	Microtonalita alterada, con fenocristales de plagioclasa y hornblenda
RH-67	7351	98994	Pilaló	Arenisca	Arenisca tobácea rica en cristales, con abundante plagioclasa y algo de hornblenda, en matriz de grano fino de cuarzo y plagioclasa
RH-69	7395	98949	Pilaló	Arenisca	Arenisca cuarzo-feldespática de grano muy fino y bien clasificada
RH-70	7402	98961	Pilaló	Tonalita	Tonalita plagioclasa y microclina-fírica con pequeñas hornblendas, en matriz de cuarzo de grano fino y feldespato.
RH-72	7397	98969	Pilaló	Microtonalita	Microtonalita, con fenocristales de cuarzo, plagioclasa y hornblenda en matriz de plagioclasa y algo de cuarzo
RH-73	7405	98976	Pilaló	Limolita	Limolita tobácea con cristales. Los cristales principalmente de plagioclasa zonada, pero también algo de hornblenda y biotita. Todos los líticos son ígneos

Muestra	UTMX	UTMY	Carta topográfica	Tipo de roca	Descripción
RH-76	7430	99070	Pilaló	Limolita	Limolita tobácea con cristales. Los cristales principalmente de plagioclasa y cuarzo, con algo de hornblenda.
RH-80	7533	99009	Latacunga	Serpentinita	Serpentinita foliada
RH-83	7532	98941	Latacunga	Riolita	Riolita con fenocristales de cuarzo y plagioclasa en matriz de grano muy fino de cuarzo y feldespato K
RH-84	7515	98938	Latacunga	Andesita basáltica	Andesita basáltica con plagioclasa zonada, cuarzo y clinopiroxeno
RH-89	7161	98959	La Maná	Tonalita	Tonalita con plagioclasa euhedral zonada y fenocristales de hornblenda en una matriz de grano muy fino, principalmente de cuarzo.
RH-98	7425	99143	Sigchos	Arenisca	Arenisca pobremente clasificada, rica en cristales, con muy pequeñas cantidades de feldespato K, plagioclasa, biotita y abundantes anfíboles euhedrales
RH-101	7318	99226	Sigchos	Diorita	Diorita de grano grueso con plagioclasa (zonada), cuarzo y ortopiroxeno
RH-103	7338	99198	Sigchos	Diorita	Diorita con megacristales de hornblenda en matriz de plagioclasa y cuarzo
RH-104	7326	99172	Sigchos	Brecha	Brecha polimíctica sin clasificar que contiene exclusivamente clastos ígneos de grano fino, algunos ricos en feldespato K
RH-109A	7376	99248	Sigchos	Dacita	Dacita plagioclasa y anfíbol fírica
RH-109B	7376	99248	Sigchos	Dacita	Dacita plagioclasa y anfíbol fírica
RH-109C	7376	99248	Sigchos	Dacita	Dacita plagioclasa y piroxeno fírica con anfíboles alterados
RH-109D	7376	99248	Sigchos	Dacita	Dacita cuarzo, plagioclasa y piroxeno fírica, con anfíboles
RH-109E	7376	99248	Sigchos	Dacita	Dacita plagioclasa, piroxeno y anfíbol-fírica
RH-115	7542	99040	Latacunga	Hornblendita	Hornblendita con plagioclasa, débilmente foliada
RH-117	7281	99649	Alluriquín	Arenisca	Arenisca silicificada de grano fino, moderadamente bien clasificada, con cuarzo, plagioclasa, algunos piroxenos euhedrales y anfíboles
RH-121	7148	99693	Santo Domingo	Andesita	Andesita basáltica epidotizada de grano fino
RH-122A	7171	99675	Santo Domingo	Brecha	Brecha andesítica con clastos de material muy vesicular, de grano muy fino, y líticos con fenocristales de microclina y piroxenos
RH-122B	7171	99675	Santo Domingo	Brecha	Brecha andesítica con abundantes clastos vesiculares y líticos de andesita de grano muy fino rica en cuarzo, feldespato y piroxeno.
RH-124	7196	99659	Santo Domingo	Brecha	Brecha andesítica que contiene litoclastos de material muy vesicular y líticos de basalto plagioclasa y clinopiroxeno fírico
RH-125	7243	99652	Alluriquín	Andesita basáltica	Andesita basáltica de grano fino, con plagioclasa y clinopiroxeno en matriz de cuarzo de grano fino
RH-126	7240	99584	Manuel C. Astorga	Diorita	Diorita con plagioclasa, cuarzo y hornblenda
RH-128	7282	99656	Alluriquín	Arenisca	Arenisca cuarzo-feldespática de grano fino, bien clasificada, con plagioclasa y piroxeno
RH-129	7291	99657	Alluriquín	Andesita basáltica	Andesita basáltica de grano fino, vesicular y alterada
RH-132	7332	99635	Alluriquín	Tonalita	Tonalita? félsica cuarzo y plagioclasa fírica, con algo de hornblenda
RH-136	7397	99617	Manuel C. Astorga	Arenisca	Arenisca de grano fino, con abundante material vesicular de grano fino y posibles fragmentos
RH-137	7409	99609	Manuel C. Astorga	Arenisca	Arenisca cuarzo-lítica de grano fino a medio, con cuarzo muy anguloso y líticos vesicular de grano fino
RH-138A	7412	99599	Manuel C. Astorga	Arenisca	Arenisca cuarzo-lítica. Abundante cuarzo, rara plagioclasa alterada y piroxeno. Abundantes litoclastos de material vesicular de grano muy fino.
RH-138B	7412	99599	Manuel C. Astorga	Arenisca	Arenisca cuarzo-lítica muy cloritizada. Cuarzo angular, feldespato alterado y piroxeno?, con litoclastos de material vesicular de grano fino.
RH-138C	7412	99599	Manuel C. Astorga	Arenisca	Como 138B, pero contiene abundante material vesicular y piroxenos
RH-138D	7412	99599	Manuel C. Astorga	Arenisca	Arenisca cuarzo-lítica de grano grueso. Abundante cuarzo, plagioclasa común y piroxeno raro. Abundantes litoclastos vesiculares.
RH-138E	7412	99599	Manuel C. Astorga	Arenisca	Como 138B, pero sin material vesicular, y rica en clorita
RH-138G	7412	99599	Manuel C. Astorga	Arenisca	Arenisca con cristales mal clasificada, con abundante plagioclasa y algo de cuarzo. Litoclastos de material ígneo vesicular de grano fino
RH-141	7478	99517	Manuel C. Astorga	¿Andesita basáltica?	¿Andesita basáltica? con plagioclasa y piroxeno en una matriz de plagioclasa y cuarzo
RH-143	7485	99751	Alluriquín	Arenisca	Arenisca con cristales, mal clasificada. Líticos sedimentarios ígneos e intraformacionales
RH-144	7477	99740	Alluriquín	Limolita	Limolita muy feldespática, con algo de piroxeno. Cristales angulosos mal ordenados en matriz de cuarzo-feldespato de grano fino.

Muestra	UTMX	UTMY	Carta topográfica	Tipo de roca	Descripción
RH-150	7340	99698	Alluriquín	Diorita	Diorita foliada con hornblenda, actinolita, cuarzo y poca plagioclasa
RH-157	7426	99563	Tandapi	Arenisca	Arenisca de grano fino a medio, bien clasificada, con piroxenos, clorita y algo de cuarzo.
RH-163	7679	99932	Nono	Arenisca	Arenisca lítica cuarzosa de grano fino, moderadamente bien clasificada, con escasa plagioclasa, microclina, biotita y moscovita
RH-169	7655	99941	Nono	Arenisca	Arenisca de grano fino con cuarzo y plagioclasa. Raros, pero excelentes fragmentos de cuarzo
RH-178	7625	99978	Nono	Arenisca/Brecha	Arenisca/brecha rica en líticos, pobre en máficos. Líticos principalmente sedimentarios, de arenisca cuarzosa, con algunos clastos ígneos de grano fino
RH-180	7619	99982	Nono	Arenisca	Arenisca lítica con cristales. Piroxeno y anfíboles presentes, abundante cuarzo y plagioclasa. Litoclastos sedimentarios e ígneos
RH-183	7569	99971	Nono	Arenisca	Arenisca con cristales; abundante piroxeno, anfíbol, plagioclasa, cuarzo y algo de feldespato K
RH-188	7615	00029	Calacalí	Arenisca	Arenisca cuarzosa rica en cristales, con pocos líticos. Anfíbol muy común, piroxeno menos. Raros líticos de arenisca/limolita
RH-195	7677	02121	Calacalí	Brecha	Brecha de clastos ígneos en matriz rica en cristales. ¿Clastos de andesitas feldespato-fíricas? Piroxenos y anfíboles alterados en la matriz.
RH-200	7685	00088	Calacalí	Arenisca	Arenisca lítica de grano grueso, mal clasificada, rica en cristales de plagioclasa, con algunos anfíboles.
RH-201	7686	01111	Calacalí	Arenisca	Arenisca cuarzo-feldespática, con rara biotita. Anfíboles serpentinizados presentes, algunos agregados de cuarzo están deformados
RH-212B	7610	99675	Quito	Andesita	Andesita de grano fino
RH-213	7609	99676	Quito	Andesita	Andesita de grano fino
RH-215	7589	99684	Quito	Peridotita	Peridotita con abundante piroxeno, olivino e iddingsita?
RH-228	7556	99518	Amaguaña	Arenisca	Arenisca feldespática pobremente clasificada, rica en cristales, con plagioclasa, feldespato K, hornblenda, en una matriz de grano fino de plagioclasa y cuarzo.
RH-229	7553	99519	Amaguaña	Arenisca	Arenisca cuarzo-lítica. Los líticos son principalmente arenisca de grano fino, con algo de material ígneo de grano fino. Anfíbol poco frecuente
RH-230	7548	99519	Amaguaña	Arenisca-brecha	Arenisca-brecha lítica. Los líticos son principalmente sedimentarios, pero también existen algunos clastos ígneos de grano muy fino ricos en feldespato K.
RH-231	7548	99510	Amaguaña	Arenisca-brecha	Arenisca-brecha lítica. Clastos de origen sedimentario (arenisca roja) e ígneo (intrusivos traquíticos de grano fino ricos en feldespato K).
RH-232	7535	99515	Amaguaña	Limolita	Líticos de limolita mal sorteados. Líticos de tipo sedimentario (limolita), pero algunos de grano muy fino (posiblemente ricos en feldespato K).
RH-233	7530	99514	Amaguaña	Diorita	¿Diorita de grano fino alterada? con plagioclasa zonada y máficos cloritizados
RH-237	7489	99509	Manuel C. Astorga	Brecha	Brecha, que contiene litoclastos ígneos. Contienen plagioclasa y anfíboles en una matriz de grano muy fino.
RH-238	7488	99511	Manuel C. Astorga	Brecha	Brecha con clastos de andesita plagioclasa y piroxeno fírica en matriz rica en cristales
RH-239A	7462	99536	Tandapi	Arenisca	Arenisca tobácea con plagioclasa euhedral zonada, muy poco feldespato K, piroxenos euhedrales, en matriz de grano fino de cuarzo y plagioclasa
RH-239B	7462	99536	Tandapi	Andesita	Andesita con abundante plagioclasa, comúnmente zonada, piroxeno euhedral, algo de cuarzo
RH-241A & B	7462	99538	Tandapi	Brecha	Brechas con clastos de andesita piroxénica plagioclasa fírica, en matriz sedimentaria de grano fino, enrojecida
RH-241C	7462	99538	Tandapi	Toba andesítica	Toba andesítica con abundante plagioclasa y piroxeno en matriz sedimentaria de grano fino
RH-241D	7462	99538	Tandapi	Andesita	Andesita alterada, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno
RH-242	7443	99555	Tandapi	Granodiorita	Granodiorita porfídica con zona de fenocristales de plagioclasa y biotita y algo de biotita
RH-246	7381	99619	Tandapi	Cuarzo-diorita	Cuarzo-diorita con anfíbol y clorita
RH-248A	7373	99633	Alluriquín	Brecha	Brechas tobáceas, ricas en plagioclasa, cuarzo y litoclastos ígneos
RH-248B	7373	99633	Alluriquín	Brecha	Brechas tobáceas andesíticas. Litoclastos de grano fino, ricos en feldespato K, algo de piroxeno, abundante cuarzo. Líticos de arenisca de grano fino
RH-250B	7338	99633	Alluriquín	Arenisca	Arenisca mal clasificada, rica en cuarzo y plagioclasa, sin líticos. Matriz de grano muy fino, casi toda de cuarzo.
RH-251A	7068	99426	Sta. María del Toachi	Brecha	Brecha lítica mal clasificada. Clasto de andesita vesicular de grano fino, con piroxenos euhedrales.
RH-253	7338	99780	Alluriquín	Arenisca	Arenisca de grano grueso pobremente clasificada, abundante cuarzo, plagioclasa y piroxeno, raro anfíbol. Litoclastos vesiculares con feldespato K
RH-254	7334	99786	Alluriquín	Brecha	Litoclastos ígneos dentro de brecha de andesita basáltica muy vesicular, con plagioclasa, piroxeno. Abundantes amígdalas de clorita
RH-256	7270	99798	Pilaló	Arenisca	Arenisca de grano fino, laminada, rica en cuarzo. Las fábricas son crenulaciones de una fábrica de plano de estratificación, con refracción a lo largo de láminas ricas en arcilla

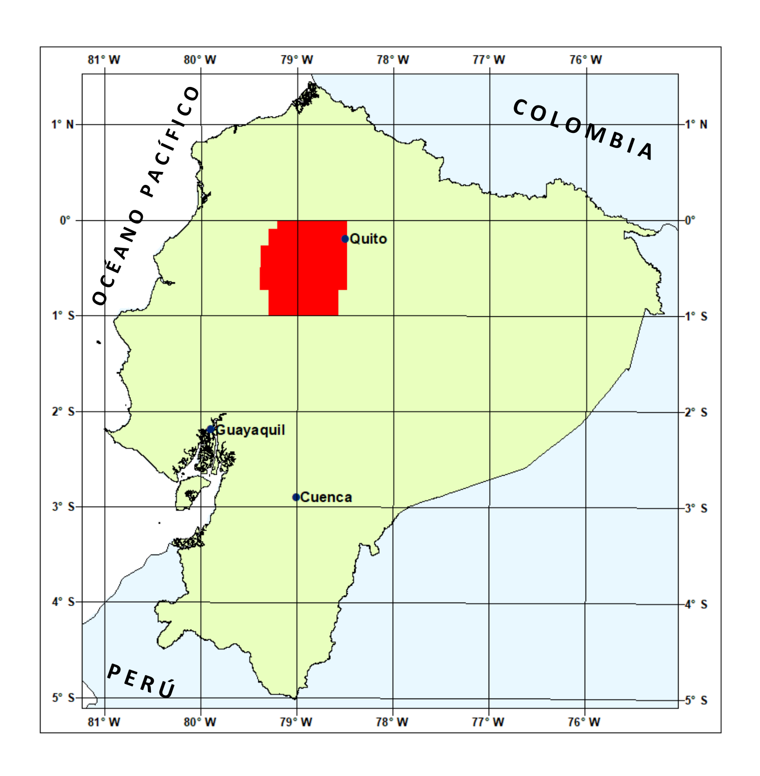
Muestra	UTMX	UTMY	Carta topográfica	Tipo de roca	Descripción
RH-258	7096	99432	Sta. María del Toachi	Arenisca	Arenisca bien clasificada con abundante cuarzo, plagioclasa y algo de piroxeno. Un clasto de material ígneo vesicular de grano muy fino
RH-259	7273	98955	Pilaló	Arenisca/Brecha	Arenisca/brecha volcanoclástica que contiene litoclastos vesiculares aplanados
RH-260	7274	98954	Pilaló	Arenisca	Arenisca muy alterada, muy mal clasificada, con escaso feldespato K y raros litoclastos ígneos que contienen feldespato K.
RH-261	7275	98953	Pilaló	Arenisca	Arenisca pobremente clasificada con litoclastos enrojecidos, clastos de material ígneo de grano fino. Raros clastos contienen vesículas rellenas de clorita.
RH-265A	7165	99027	La Maná	Arenisca	Arenisca mal clasificada, con cristales líticos. Abundantes clastos de material andesítico de grano fino muy vesicular.
RH-265B	7165	99027	La Maná	Arenisca	Arenisca de grano fino, cuarzo-lítica, con líticos de grano fino de andesita feldespato-fírica, vesicular en algunas partes
RH-266	7246	99952	Pilaló	Brecha	Brecha polimíctica que contiene principalmente clastos ígneos, incluidos intrusivos rojizos de grano fino con láminas de feldespato K.
RH-267A	7258	99956	Pilaló	Arenisca	Arenisca cementada por carbonatos, con cuarzo, poca plagioclasa, ferromagnesianos cloritizados y abundantes granos de material opaco enrojecido
RH-267B	7258	99956	Pilaló	Brecha	Brechas polimícticas sin clasificar, principalmente con clastos ígneos de grano fino y material opaco de grano muy fino
RH-270	7203	99973	La Maná	Granodiorita	Granodiorita de grano grueso, con cuarzo, plagioclasa, hornblenda y biotita. Piroxeno muy raro
RH-271A	7168	99227	Pucayacu	Granodiorita	Granodiorita de grano grueso, cuarzo, plagioclasa y biotita.
RH-271B	7168	99227	Pucayacu	Granodiorita	Granodiorita de grano grueso con plagioclasa, biotita, anfíbol y cuarzo.
RH-272	7118	99251	Pucayacu	Arenisca	Arenisca pobremente clasificada, rica en líticos. Líticos principalmente de composición basáltica-andesítica de grano fino.
RH-273A	7084	99238	Pucayacu	Brecha	Brecha que contiene exclusivamente litoclastos ígneos, incluido material basáltico/andesítico débilmente vesicular.
RH-276	7200	99658	Santo Domingo	Andesita basáltica	Andesita basáltica vesicular de grano fino. Clorita y epidota rellena algunas vesículas, con mucha calcita secundaria.
RH-277	7207	99657	Santo Domingo	Arenisca	Arenisca con cristales, lítica, mal clasificada. Cristales de plagioclasa y piroxeno, líticos de basalto/andesita vesicular de grano muy fino
RH-278A	7249	99654	Alluriquín	Andesita	Andesita de grano fino, rica en plagioclasa, con escaso olivino. Débilmente vesicular en algunas partes
RH-279A	7261	99655	Alluriquín	Basalto/Andesita	Basalto/andesita de grano fino, rico en plagioclasa, con escaso olivino. Débilmente vesicular en algunas partes
RH-280A	7277	99653	Alluriquín	Andesita/Basalto	Andesita/basalto de grano fino, con abundante epidota
RH-280D	7277	99653	Alluriquín	Arenisca	Arenisca rica en cristales, con plagioclasa, cuarzo, piroxeno común y algo de epidota
RH-280F & D	7277	99653	Alluriquín	Basalto	Basaltos almohadillados vítreos (procedentes de brechas almohadilladas), con rellenos de clorita y epidota. Fragmentos presentes en la matriz
RH-281A	7279	99654	Alluriquín	Arenisca	Arenisca de grano grueso, rica en cristales, con abundante plagioclasa alterada y cuarzo.
RH-281B	7279	99654	Alluriquín	Arenisca	Arenisca cuarzosa de grano fino, bien clasificada. No máficos, pero algo de plagioclasa
RH-282A	7219	99650	Santo Domingo	Basalto	Basalto epidotizado de grano fino, muy vesicular, con piroxenos raros y abundante plagioclasa de grano fino.
RH-283A	7281	99655	Alluriquín	Arenisca	Arenisca alterada, con cristales, lítica, de grano grueso y mal clasificada. Clastos líticos de material ígneo vesicular, de grano fino
RH-283B & C	7281	99655	Alluriquín	Arenisca	Arenisca con cristales, lítica, con clastos de material ígneo vesicular, plagioclasa-fírico, de grano fino, básico-intermedio
RH-286B & D	7272	99382	Jatunloma	Brecha	Brechas líticas epidotizadas y cloritizadas, mal clasificadas. Los líticos son de basalto/andesita vesicular de grano fino.
RH-288	7333	99282	Jatunloma	Andesita	Andesita vesicular piroxeno-fírica muy alterada.
RH-289	7336	99288	Jatunloma	Granodiorita	Granodiorita alterada, plagioclasa-fírica, anfíbol-fírica, con algo de biotita.
RH-290	7322	99295	Jatunloma	Arenisca	Arenisca de grano grueso pobremente clasificada
RH-292	7309	99319	Jatunloma	Arenisca	Arenisca lítica de grano grueso, pobremente clasificada, rica en cuarzo y plagioclasa. Líticos de andesita de grano fino, comúnmente vesicular
RH-293	7307	99319	Jatunloma	Andesita	Andesita de grano fino, alterada, con cuarzo y plagioclasa fírica
RH-294	7307	99321	Manuel C. Astorga	Arenisca	Arenisca de grano medio a grueso, bien clasificada, rica en cuarzo y plagioclasa y pobre en máficos.
RH-295	7310	99349	Jatunloma	Arenisca	Arenisca lítica de grano grueso, mal clasificada. Clastos casi exclusivamente ígneos, con rara arenisca de grano fino.
RH-296	7317	99425	Jatunloma	Basalto/Andesita	Basalto/andesita de grano fino, débilmente vesicular, débilmente epidotizado
RH-297	7313	99439	Jatunloma	Basalto/Andesita	Basalto/andesita de grano fino, débilmente vesicular, débilmente epidotizado

Muestra	UTMX	UTMY	Carta topográfica	Tipo de roca	Descripción
RH-302	7239	99309	Sigchos	Arenisca	Arenisca lítica de grano fino a medio, con clastos de material ígneo de grano muy fino de composición básica a intermedia.
RH-308	7195	99445	Sigchos	Arenisca	Arenisca cuarzosa de grano fino y bien clasificada
RH-309	7555	99985	Latacunga	Peridotita	Peridotita serpentinizada
RH-309C	7555	99985	Latacunga	Ultrabásica	Ultrabásica serpentinizada, con granate?
RH-310	7557	99006	Latacunga	Arenisca	Arenisca cuarzosa, con plagioclasa, rara moscovita y litoclastos de arenisca cuarzosa de grano fino y pequeños clastos foliados
RH-312	7567	99051	Latacunga	Limolita/Lodolita	Limolita/lodolita bioturbada de grano extremadamente fino
RH-313	7551	99038	Latacunga	Arenisca	Arenisca cuarzosa moderadamente bien clasificada, con rara biotita y granos foliados. ¿Raros agregados de cuarzo metamórfico?
RH-313B	7551	99038	Latacunga	Arenisca	Arenisca cuarzosa bien clasificada, de fina a media, con algunos granos de plagioclasa y metamórficos. Pumpellyita muy común en la matriz
RH-314B	7560	99071	Latacunga	Arenisca	Arenisca cuarzosa bien clasificada con biotita y moscovita, en matriz rica en carbonato
RH-318	7247	99311	Jatunloma	Granodiorita	Granodiorita con fenocristales de plagioclasa zonada y rara biotita en matriz de grano muy fino de cuarzo y plagioclasa
RH-320A	7184	99234	Pucayacu	Granodiorita	Granodiorita con hornblenda, plagioclasa, cuarzo y biotita
RH-320B	7184	99234	Pucayacu	Granodiorita	Granodiorita de grano grueso, con plagioclasa, cuarzo y biotita
RH-321	7452	99926	Mindo	Andesita	¿Andesita alterada rica en plagioclasa?
RH-322	7464	99950	Mindo	Arenisca	Arenisca cristalina-lítica muy mal clasificada, con abundante cuarzo redondeado y material ígneo alterado
RH-323	7428	99978	Mindo	Arenisca	Arenisca cristalina-lítica pobremente clasificada, rica en piroxeno. Los líticos son de grano fino, básicos a intermedios, con piroxenos raros y raramente vesiculares
RH-324B	7434	99965	Mindo	Arenisca	Arenisca lítica muy alterada. Los líticos son todos ígneos básicos, ricos en piroxeno y vesiculares
RH-325B	7890	99261	Mindo	Arenisca	Arenisca cizallada, con sombras de deformación perfiladas con clorita y estructuras S-C en toda su extensión. De grado Pumpellyita. Rica en cuarzo, con líticos de lodolita.
RH-327	7296	99877	Mindo	Meta-arenisca	Meta-arenisca foliada de grano fino. Cuarzo y hornblenda abundantes, plagioclasa rara.
RH-328	7270	99925	Mindo	Limolita	Limolita laminada con granos de cuarzo. Estructuras S-C débilmente desarrolladas
RH-331A & B	7363	99965	Mindo	Arenisca	Arenisca lítica, rica en piroxeno, con litoclastos ígneos básicos a intermedios, comúnmente vesiculares, que contienen abundante piroxeno
RH-333	7279	99956	Mindo	Arenisca	Arenisca de grano fino con clivaje muy débil. Predominan el cuarzo y la plagioclasa, sin líticos ni máficos.
RH-337A	7689	99800	Alluriquín	Arenisca	Arenisca alterada, de grano fino, cuarzo-lítica. Epidotizada y cloritizada
RH-337B	7689	99800	Alluriquín	Arenisca	Arenisca alterada, epidotizada, rica en cristales, con plagioclasa, cuarzo y anfíbol
RH-338B	7292	99799	Alluriquín	Arenisca	Arenisca alterada, débilmente epidotizada, débilmente cizallada, mal clasificada. Rica en plagioclasa, cuarzo y anfíbol, con litoclastos ígneos
RH-340A	7257	99818	Mindo	Arenisca	Arenisca con cristales, lítica, mal clasificada. Anfíbol común, piroxeno menos común, los litoclastos incluyen andesita vesicular, plagioclasa-fírica?
RH-340B	7257	99818	Mindo	Arenisca	Arenisca con cristales, lítica de grano grueso. Plagioclasa común, piroxeno y anfíbol alterado presentes, con rara biotita. Litoclastos ígneos de grano fino.
RH-341A	7224	99882	Cristóbal Colón	Limolita	Limolita con cristales, lítica, con piroxenos euhedrales, anfíboles y rara biotita. Litoclastos de material ígneo básico de grano fino, feldespato-fírico
RH-341C	7224	99882	Cristóbal Colón	Arenisca	Arenisca con cristales, lítica, con grandes piroxenos zonados, algunos anfíboles, y litoclastos de andesita vesicular con anfíboles
RH-343	7196	99169	Pucayacu	Granodiorita	Granodiorita con hornblenda, biotita, cuarzo y plagioclasa
RH-345	7090	99044	La Maná	Arenisca/Limolita	Arenisca calcárea/limolita de grano fino
RH-352B & C	7282	99656	Alluriquín	Arenisca	Arenisca mal clasificada, con cristales, lítica, rica en plagioclasa y piroxeno. Litoclastos de arenisca de grano fino y material ígneo vesicular
RH-353A	7278	99656	Alluriquín	Arenisca	Arenisca de grano grueso, rica en cristales, con abundante plagioclasa alterada y cuarzo

ANEXO 5 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR
ENTRE 0°00' Y 1°00'S

SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 4)

QUITO, 1997

Datos de susceptibilidad magnética

Las mediciones de susceptibilidad magnética se recolectaron utilizando el kappámetro. El principal objetivo de este ejercicio fue determinar si las principales unidades sedimentarias, y en particular las unidades de turbiditas, son distinguibles en el campo. Por esta razón, se dispone de datos para las Unidades Yunguilla, Silante y Saquisilí, y para la Formación Apagua.

Las areniscas de la Unidad Silante son fácilmente distinguibles debido a sus susceptibilidades relativamente altas. Los valores de las areniscas de la Unidad Saquisilí en el área tipo son sustancialmente más altos que los del área tipo de la Unidad Yunguilla y de la Formación Apagua, pero estas dos últimas unidades tienen valores indistinguibles.

1. Unidad Yunguilla

Los valores del área tipo varían entre 0.06 (n = 12) y 0.12 (n = 6) en las partes de la secuencia dominadas por limolitas, hasta 0.24 (n = 11) en las partes más arenosas.

2. Unidad Silante

Las mediciones tomadas en dos localidades dentro de las areniscas de la secuencia al este del Río Chisinche en el área tipo dieron valores promedio de 17.04 (n = 7) y 2.49 (n = 11). Al oeste del Río Chisinche en [7478-99517], las areniscas de grano grueso de composición típica de Silante dieron un valor promedio de 3.30 (n = 11).

Se interpreta a las bandas de magnetita expuestas a lo largo de la carretera Quito-Chiriboga en [7553-99697] como posibles horizontes de placer. Una banda dio un valor de 231, mientras que cuatro lecturas de la secuencia de areniscas suprayacente dieron un promedio de 28.13.

Dos conjuntos de mediciones de areniscas a lo largo de la carretera Nono-Tandayapa arrojaron valores promedio de 5.62 (n = 12) y 16.85 (n = 9). Las bandas ricas en magnetita en una de estas localidades dieron lecturas individuales de 47.7 y 167.0. Un conjunto de mediciones de una cantera al oeste de Tandayapa en areniscas de Silante dio un valor medio de 34.12 (n = 4). Dos conjuntos de mediciones de areniscas de Silante a lo largo de la carretera Calacalí-Nanegalito dieron valores promedio de 19.58 (n = 9) y 9.28 (n = 10).

3. Unidad Saquisilí

Las areniscas de grano fino a medio en la Quebrada Macas dan un valor promedio de 0.40 (n = 39), las areniscas de grano fino a medio en la Quebrada Pusuchusi dan un valor promedio de 0.30 (n = 36), y las areniscas de grano fino en la Quebrada Quila dan un valor promedio de 0.33 (n = 39).

4. Formación Apagua

Se obtuvieron valores medios de 0.06 (n = 10) y 0.15 (n = 3) en las partes dominadas por limolitas y 0.25 (n = 9) en las partes dominadas por areniscas de la Formación.

